



UFRJ

Klaus Kuster

**GEOLOGIA DO GRUPO ANDRELÂNDIA EM ANDRELÂNDIA
SUL DE MINAS GERAIS**

Trabalho de Final de Curso

Geologia

UFRJ

Rio de Janeiro – RJ, Brasil

DEZEMBRO - 2014

Kuster, Klaus

Geologia do Grupo Andrelândia em Andrelândia, sul de Minas Gerais /
Klaus Kuster - Rio de Janeiro: UFRJ / IGEO, 2014.
67p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) –
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências,
Departamento de Geologia, 2014.

Orientador: André Ribeiro

1. Estratigrafia, Grupo Andrelândia, Neoproterozóico
2. Sistema de nappes Andrelândia, Estrutural, Metamorfismo
3. zona de interferência das faixas Brasília e Ribeira, Geocronologia

Klaus Kuster
GEOLOGIA DO GRUPO ANDRELÂNDIA EM ANDRELÂNDIA
SUL DE MINAS GERAIS

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,
apresentado como requisito necessário para
obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: André Ribeiro

Aprovada em: 15/12/2014

Por:

Orientador: André Ribeiro (UFRJ)

Atlas Vasconcelos Corrêa Neto (UFRJ)

Rudolph Allard Johannes Trouw (UFRJ)

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho, especialmente ao meu orientador e amigo André Ribeiro, por todos os ensinamentos e experiências passadas.

Aos parceiros de mapeamento, Andressa Yumi, Macarena Roca e Gabriel Cellier por compartilharem todos os desafios e aventuras deste mapeamento.

Ao motorista Eduardo, que nos acompanhou na maioria das campanhas e esteve sempre disposto a nos guiar pelas estradas de Andrelândia.

Ao professor Rudolph Trouw e também aos demais professores do Departamento de Geologia por todos os conhecimentos passados durante esses cinco anos.

Ao Laboratório de Amostras Geológicas da UFRJ, por permitir a preparação e concentração dos zircões.

Ao técnico Raimundo do MULTILAB (UERJ) por ter ensinado todos os procedimentos na preparação dos *mounts*.

Ao professor Ivo Dussin por me introduzir ao mundo da geocronologia, mas sempre colocando o controle de campo, além de uma boa amostragem, como o grande fator para um bom resultado.

Agradeço também a todos os amigos que contribuíram de alguma forma para o meu engrandecimento, seja acadêmico, seja na vida.

Agradeço por último ao apoio de toda a minha família e seu empenho na minha formação não só como profissional, mas também do meu caráter e à minha companheira Fernanda Ribeiro por ter a paciência necessária em namorar um geólogo de campo.

Resumo

Kuster, Klaus. **Geologia do Grupo Andrelândia em Andrelândia, Sul de Minas Gerais**. 2014. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O Sistema de *Nappes* Andrelândia é caracterizado como uma pilha de *nappes* vergentes para leste, formada durante a Orogênese Brasileira ao sul do Cráton São Francisco. Esta pilha é composta por uma sucessão de rochas metassedimentares e metaígneas neoproterozóicas pertencentes ao Grupo ou Megassequência Andrelândia. Na área de Andrelândia este conjunto pode ser separado em quatro unidades litoestratigráficas mapeáveis na escala 1:25.000: I- quartzitos grossos micáceos e quartzo xistos; II- granada muscovita biotita xisto e gnaiss, com intercalações de bancos tabulares de espessura centimétrica a decamétrica de quartzito e quartzo xisto; bancos centimétricos de rocha calcissilicática, granada quartzitos com almandina ou com espessartita (gondito) e, corpos de espessuras até métricas de anfibolitos e rochas metaultramáficas (talco e clorita xistos). III- biotita xisto homogêneo. Uma quarta unidade é um granada anfibolito na base da sucessão. O evento brasileiro deformou e metamorfoseou estas unidades e nelas foi possível identificar três fases de deformação, D1, D2 e D3. D1 gerou empurrões vergentes para ENE com dobramento contemporâneo e lineação de baixo caimento para ENE. D2 gerou a foliação principal, uma clivagem de crenulação ou crenulação transposta e dobras abertas até muito apertadas com planos axiais íngremes mergulhando em média 70 graus para sudeste ou noroeste com eixos de baixo caimento para nordeste ou sudoeste. D3 formou dobras abertas com planos axiais íngremes de traço norte-sul e eixos suaves para sul ou norte. As rochas contêm muscovita, biotita, granada, estauroлита, cianita e clorita, o que caracteriza fácies metamórfica anfibolito de pressão elevada. Veios anatéticos indicam início da zona de anatexia. Muscovita e biotita cresceram em D1, foram recristalizadas em D2 e redobradas suavemente em D3, gerando extinção ondulante. Granada teve crescimento cedo-sin-D2, cianita e estauroлита cresceram sin-D2 e clorita aparece inclusa em granada e substituindo biotita, tendo crescimento em D1 e em D3, respectivamente. Um granada anfibolito com textura simplectítica de diopsídio e plagioclásio (andesina), sugere que as rochas podem ter passado por fácies de mais alto grau, granulito ou eclogito. A deformação e o metamorfismo gerado por D1 pode estar ligado à evolução da Faixa Brasília, D2 estaria ligado à Faixa Ribeira e D3 a um encurtamento regional leste-oeste. Dados geocronológicos U-Pb LA-ICP-MS em zircões detríticos apontam uma ampla gama de idades fonte que podem ser separadas em três grupos, um com poucas idades do Arqueano, entre 2,8 e 2,5Ga; outro com idades paleoproterozóicas entre 2,4 e 1,8 Ga e um grupo predominante com idades entre 1,8 até cerca de 1.0Ga. O zircão mais novo forneceu idade de 0,987Ga. Grãos de zircão possivelmente metamórficos forneceram idades entre 620 e 587 Ma.

Palavras chave: Estratigrafia, Geologia Estrutural, Metamorfismo, Grupo Andrelândia, Neoproterozóico, Sistema de *Nappes* Andrelândia, zona de interferência das faixas Brasília e Ribeira, Geocronologia U-Pb.

Abstract

Kuster, Klaus. **Geology of the Andrelândia Group in Andrelândia, Southern Minas Gerais**. 2014. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Andrelândia Nappe System is an east vergent nappe stack generated during the Brasiliano Orogeny south of the São Francisco Craton. This nappe stack is composed of neoproterozoic metasedimentary and metaigneous successions of the Andrelândia Group or Andrelândia Megasequence and slices of basement rocks. In the Andrelândia área the succession can be separated into four lithostratigraphic units mappable on the 1:25.000 scale: I- micaceous thick quartzite and quartz schist, II- garnet muscovite biotite schist and paragneiss with intercalation of centimetric to decametric thick beds of quartzite and quartz schist, calcsilicate rocks, garnet quartzites with almandine or espessartite (gondites) and amphibolite and metaultramafic rocks (mainly talc and chlorite schist). III- homogeneous biotite schist. A fourth unit is a garnet amphibolite at the base of the succession. The succession was deformed and metamorphosed during Brasiliano Orogeny events. It is possible to identify three deformation phases, D1, D2 and D3. D1 has generated northeast vergent thrust faults with a foliation S1 and contemporaneous folding and low-angle plunging ENE or WSW stretching lineation. D2 has generated the main foliation, a schistosity related to crenulation cleavage transposition and axial plane of open to very tight folds. The folds have steep axial planes dipping, average 70 degrees southeast or northwest with low-angle northeast or southwest plunging axes. D3 has formed open folds with steep north-south axial planes and low-angle north or south plunging axis. The rocks contain muscovite, biotite, garnet, staurolite, kyanite and chlorite, indicating relatively high pressure amphibolite metamorphic facies. Anathetic veins and pegmatites indicate the beginning of the melting zone. Muscovite and biotite grew during D1, recrystallized during D2 and were gently refolded by D3. Garnet grew early-sin-D2 and kyanite and staurolite grew sin-D2. Chlorite appears included in garnet or replacing biotite, defining its growing during D1 and D3, respectively. The basal garnet amphibolite shows andesine-diopside symplectite suggesting that the rocks have been upon higher metamorphic conditions, maybe granulite or eclogite facies. The orientation of D1 structures and associated metamorphism can be related to the evolution of the Brasília Belt. D2 structures can be related to the Ribeira Belt evolution and D3 to an east-west regional shortening. LA-ICP-MS U-Pb geochronological data of detritic zircons points to a wide source age gamma that can be separated in three groups. One group with archaean ages between 2.8 and 2.5Ga, other with paleoproterozoic ages of 2.4 to 1.8Ga, and a prevailing group of ages in the 1.8-1.0 Ga interval. The youngest detrital zircon provides a 0.987 Ga age. Zircon grains of possible metamorphic genesis points to ages between 620-587 Ma.

Keywords: Stratigraphy, Structural Geology, Metamorphism, Andrelândia Group, Neoproterozoic, Andrelândia Nappe System, Brasília and Ribeira belts interference zone, U-Pb Geochronology.

Sumário

	Agradecimentos	v
	Resumo	vi
	Abstract	vii
	Índice das Figuras	viii
	Índice de Anexos	xiv
1.	Introdução	1
1.1.	Objetivo	2
1.2.	Localização da área	2
1.3.	Metodologia	3
1.4.	Nomenclatura	4
2.	Geologia Regional	6
2.1.	O Grupo Andrelândia e a Megassequência Andrelândia	9
3.	Unidades de Mapeamento	18
3.1.	Introdução	18
3.2.	Unidade I – Quartzitos grossos micáceos e quartzo xisto	18
3.3.	Unidade II - Muscovita biotita xistos/gnaisses	20
3.3.1.	Muscovita biotita xistos/gnaisses	20
3.3.2.	Quartzitos e quartzo xistos	22
3.3.3.	Muscovita biotita gnaiss	22
3.3.4.	Anfibolitos	24
3.3.5.	Granada quartzito	27
3.3.6.	Rochas calcissilicáticas	27
3.3.7.	Rochas metaultramáficas	27
3.4.	Biotita xisto homogêneo	28
3.5.	Turmalinitos	33
3.6.	Pegmatitos e granitos	33
3.7.	Diabásio	36
3.8.	Interpretação da sucessão litoestratigráfica proterozóica e rochas associadas	37
4.	Geologia Estrutural	39
4.1.	Terceira fase de deformação (D3)	39
4.2.	Segunda fase de deformação (D2)	42

4.3.	Primeira fase de deformação (D1)	45
5.	Metamorfismo	46
6.	Geocronologia U-Pb	51
6.1.	Preparação das Amostras e Análise	52
6.2.	Resultados preliminares	55
6.3.	Discussões	58
7.	Conclusões	60
	Referências bibliográficas	63
	Anexos	68

Índice de figuras

Figura 1	Localização e articulação das folhas 1:50000 do IBGE usadas no trabalho.	2
Figura 2	Localização e principais vias de acesso a região de estudo. Fonte: Google Maps < http://maps.google.com.br/ >.	3
Figura 3	Tabela de classificação granulométrica em relação ao tamanho dos cristais (Williams <i>et al.</i> , 1970).	4
Figura 4	Classificação quanto ao índice de cor da rocha segundo Streckeisen (1976).	4
Figura 5	Lista de abreviações sugeridas por Kretz (1983) e utilizadas neste trabalho.	5
Figura 6	Mapa tectônico regional com destaque a região de estudo (círculo vermelho). Legenda: 1 – Bacias sedimentares fanerozóicas; 2- rochas alcalinas K-T. Cráton do São Francisco: 3- embasamento, 4- cobertura sedimentar; 5-metassedimentos do domínio autóctone. Orógeno Brasília: 6- nappes inferiores; 7- Nappe Socorro-Guaxupé 8-Terrenos Embu – Paraíba do Sul e 9- Apiaí. Orógeno Ribeira: 10- domínio externo e 11- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental. Terreno Oriental: 12-Arco Rio Negro, 13- Sucessões metassedimentares neoproterozóicas; 14- Terreno Cabo Frio. Modificado de Trouw <i>et al.</i> , 2011.	7
Figura 7	Figura 7. Sistema de <i>nappes</i> no sul de Minas Gerais com destaque a área mapeada (retângulo vermelho). 1 - embasamento e 2 - rochas metassedimentares do domínio autóctone. Sistema de Nappes Andrelândia: 3 - <i>Klippe</i> Carrancas e <i>nappes</i> 4 - Luminárias, 5 - São Tomé das Letras, 6 - Andrelândia/Carmo da Cachoeira, 7 - Liberdade, 8- Varginha, <i>klippes</i> correlatas 9 - Carvalhos, 10 - Aiuruoca e 11- Pouso Alto. 12 - Lobo Guaxupé, da <i>Nappe</i> Socorro-Guaxupé. 13 - granitóides brasileiros. 14 - rochas do Domínio Juiz de Fora, Faixa Ribeira. Setas- lineações de estiramento atribuídas às faixas Brasília- preto e Ribeira-vermelho. Modificado de Trouw <i>et al.</i> (2011).	8
Figura 8	Mapa metamórfico regional da região sul de Minas Gerais. 1- embasamento. Fácies e zonas metamórficas: 2- xisto verde com biotita, 3- anfibolito com cianita, 4- anfibolito com cianita e sillimanita, 5- anfibolito com sillimanita e 6- granulito com cianita. 8- ocorrências de retroeclogito, 9 e 10- lineação de estiramento e 11- localização em relação ao cráton. Mapa de Trouw <i>et al.</i> (2000).	9
Figura 9	Mapa integrado do sul de Minas Gerais de Ebert. Ebert, 1984, <i>in memoriam</i> .	13
Figura 10	Mapa geológico simplificado com destaque para o Grupo Andrelândia no sul e sudeste de Minas Gerais, segundo Belém <i>et al.</i> 2011.	14
Figura 11	Mapa geológico simplificado do setor oriental do Sistema de <i>Nappes</i> Andrelândia. Campos Neto <i>et al.</i> 2007.	14
Figura 12	Mapa geológico regional simplificado do sul de Minas Gerais com ênfase na distribuição da Megassequência Andrelândia. Branco – Unidades do Embasamento; TP – Plataforma Tiradentes: Sequências Tiradentes, São José e Tejuco; LD – Delta do Lenheiro: Sequência Delta do Lenheiro; CS – Megassequência Carandaí: Sequências Barroso e Prados; A1+A2 – Paranaíense com intercalação de anfibolito, quartzito e xisto; A3 – Mica verde quartzito; A4 – Filito/Xisto cinzento com quartzito subordinado; A5 - Biotita filito/xisto fino; A6 – Biotita xisto/gnaiss grosso, intercalações de anfibolito, quartzito, gondito e rochas calcissilicáticas; AG – Granitos anatóticos. Paciullo (1997) e Paciullo <i>et al.</i> (2000).	16

Figura 13	Painel esquemático mostrando a provável distribuição das unidades da Megassequência Andrelândia em contexto de margem passiva. Na1 a Na4- unidades da Sequência Carrancas, Na5- biotita xistos (bx) da Sequência Serra do Turvo. Na6- facies interpretadas como de águas profundas relativas às unidades Na1 até Na5. MFs- superfície de inundação marinha e Mxfs- superfície de inundação máxima. Tratos de sistema: Ls- mar baixo, Tst-transgressivo, Hs- mar alto. Trouw <i>et al.</i> , (2011).	17
Figura 14	Cristas de quartzito destacadas no relevo da Serra de Santo Antônio, Andrelândia.	19
Figura 15	Intervalo xistoso crenulado em charneira de dobra D2 (ponto KA-54).	19
Figura 16	Intercalação de bancos quartzíticos em granada muscovita xisto da Unidade II.	20
Figura 17	A) Granada e cianita e B) granada, estauroilita, biotita e cianita, minerais comuns no muscovita xisto da unidade II.	21
Figura 18	Xisto feldspático e com lentes quartzito feldspáticas, rocha transicional a gnaiss. Ponto KA-321.	22
Figura 19	Bandamento definido por leitos mais ou menos micáceos em muscovita biotita gnaiss da unidade II, nos pontos KA-342 (acima) e KA-351 em Cachoeira das Marias (abaixo).	23
Figura 20	Banco de anfibolito separando quartzito da Unidade I (acima) e biotita xisto da Unidade III. Ponto KA-240.	24
Figura 21	A textura fina, incomum nas rochas da área, do anfibolito que separa as unidades I e III. Ponto KA-316.	25
Figura 22	Hornblenda e plagioclásio definindo foliação dobrada no anfibolito que separa as unidades I e III.	25
Figura 23	Granada (centro da foto) e hornblenda verde no anfibolito que ocorre entre as unidades I e III.	26
Figura 24	Simplectita de diopsídio e plagioclásio sugerindo que o granada anfibolito tenha passado por ambiente de facies granulito ou eclogito.	26
Figura 25	Diopsídio, anfibólio, clinozoizita e titanita em rocha calcissilicática associada com talco xisto a sul da Serra do Santo Antonio, no ponto KA-241 (Anexo 3).	27
Figura 26	Extenso lajedo escuro, afloramento típico do biotita xisto da Unidade Santo Antonio em Andrelândia.	29
Figura 27	Biotita xisto fresco sobressai em meio ao saprólito a norte de Andrelândia, ponto MG-59.	29
Figura 28	Quartzo, plagioclásio e biotita, minerais essenciais no biotita xisto. Ponto MG-115.	30
Figura 29	Granada, mineral sempre presente no biotita xisto da área de Andrelândia. Ponto MG-99.	30
Figura 30	Feixe de muscovita ao longo da foliação e em contato com quartzo de veio. Biotita Xisto no ponto KA-294, Serra do Turvo.	31
Figura 31	Veio de quartzo assimétrico típico no biotita xisto da Unidade III. Ponto 1, no Cristo de Andrelândia.	31
Figura 32	Parte de um grânulo granitóide com microclina e quartzo isolado no biotita xisto do ponto MG-80.	32
Figura 33	Bloco arredondado de ortognaisse isolado no biotita xisto. Pedreira na região de Madre de Deus de Minas a norte da área estudada em Andrelândia.	32

Figura 34	Lente quartzo feldspática (feldspatos branco e rosa) em contato irregular difuso com muscovita biotita gnaiss encaixante. Ponto KA-343 no sul da área.	33
Figura 35	Lentes quartzo feldspáticas com turmalina em contato brusco com muscovita biotita gnaiss em Cachoeira das Marias, a sul da área mapeada.	34
Figura 36	Pegmatitos fino (no contato) e grosso em corpo tabular encaixado em biotita xisto da Unidade III. Ponto KA-243 na subida da Serra de Santo Antonio, próximo a fazenda homônima.	34
Figura 37	Corpo quase tabular de pegmatito formando um dique encaixado em biotita xisto da Unidade III. Ponto KA-302, próximo a antiga represa Tapanhau no sul da área.	35
Figura 38	Detalhe de turmalina leucogranito com granada (seta) exposto no ponto KA-344, próximo a antiga represa Tapanhau no sul da área.	35
Figura 39	Esfoliação esferoidal em diabásio de dique N-S/subvertical no ponto KA-93 em Andrelândia.	36
Figura 40	Dobras D3 suaves e abertas com plano axial aproximadamente N-S e eixos de baixo caimento N-S. A) Dobra D3 em veio de quartzo dobrando a foliação principal de Granada biotita xisto da Unidade III e B) Dobra D3 entre Biotita muscovita gnaiss da Unidade II e pegmatito de origem anatótica mostrando eixo de baixo caimento para norte.	40
Figura 41	Estereograma de igual área, com projeção no hemisfério inferior mostrando polos de planos axiais S3.	41
Figura 42	Estereograma de igual área, com projeção no hemisfério inferior mostrando eixos L3.	41
Figura 43	Dobra apertada D2 em quartzito da Unidade I na Serra do Turvo.	42
Figura 44	Fotomicrografia em nicóis cruzados de quartzo xisto mostrando arcos poligonais de micas mostrando clivagem S1 paralela a S0 cortada ortogonalmente por foliação S2 em charneira de dobra D2.	43
Figura 45	Estereograma de igual área, com projeção no hemisfério inferior mostrando polos de planos de foliação principal S2 paralela aos planos axiais D2.	43
Figura 46	Estereograma de igual área, com projeção no hemisfério inferior mostrando lineação L2.	44
Figura 47	Veio de quartzo assimétrico indicando transporte tectônico topo para NEE em biotita xisto da Unidade III.	45
Figura 48	Arcos poligonais de muscovitas definindo uma dobra D2.	47
Figura 49	Porfiroblasto de granada com inclusões suavemente dobradas, definindo crescimento cedo-D2.	48
Figura 50	Esquema evolutivo de granada cedo-D2: I-desenvolvimento de clivagem S1, II-Crescimento de granada no início do dobramento D2, III-Fim do crescimento de granada e desenvolvimento de clivagem de crenulação S2, IV-Rotação da granada e recristalização das micas em arcos poligonais, V- Transposição da clivagem S1.	48
Figura 51	Estauroлита e cianita indicando fácies anfíbolito e pressão média a alta e crescimento sin D2 pelo abaulamento de S2.	49
Figura 52	Dobras em pegmatito com a foliação do biotita xisto no plano axial. Ponto KA-303	49
Figura 53	Gráfico P-T de Yardley (1991) para associações minerais em rochas de protólito pelítico, modificado por R. Trouw (inédito), mostrando registro de fácies anfíbolito, início da zona de anatexia.	49

Figura 54	Tabela mostrando meia vida dos elementos radioativos do sistema U-Th-Pb.	51
Figura 55	Fotografia das etapas de concentração de zircão para geocronologia: a) batéia; b) bromofórmio; c) imã de mão; d) separador magnético Frantz; e) coleta com lupa binocular.	53
Figura 56	Imagem de catodoluminescência mostrando as análises 16 a 31, com o local do tiro de laser marcados em círculo vermelho e a idade obtida	55
Figura 57	Tabela mostrando todas as idades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ou $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas nos zircões detríticos	56
Figura 58	Gráfico mostrando a distribuição das idades em intervalos de 100 Ma.	57

Índice de Anexos

- Anexo 1 Tabela mostrando as divisões litoestratigráficas do Grupo Andrelândia na área de Andrelândia e adjacências. Notar que a Unidade III, considerada topo da sucessão, aparece abaixo da I para fins de correlação litoestratigráfica com o biotita xisto homogêneo dos outros autores. A Unidade I corresponde em parte ao Xisto Serra da Boa Vista e a Unidade II ao Xisto Rio Capivari, ambos xistos definidos por Campos Neto *et al.* (2004, 2007).
- Anexo 2 Mapa e seções geológicas
- Anexo 3 Mapa de pontos
- Anexo 4 Tabela mostrando as etapas de crescimento de minerais metamórficos em relação às fases de deformação

1. Introdução

As sequências proterozóicas no sul de Minas de Gerais têm sido tema de diversos estudos geológicos ao longo das últimas décadas. Os estudos litoestratigráficos e estruturais em mais detalhe começaram a partir das décadas de 1950 e 1960. Heinz Ebert (trabalhos reunidos em Ebert, 1971 e 1984) redefiniu a chamada série Barbacena de Barbosa (1954) criando os grupos São João del Rei e Andrelândia, dentro do modelo geotectônico clássico da época, a evolução de um geossinclinal.

A partir da década de 1980 tiveram início na região trabalhos que visavam estabelecer a evolução estrutural e metamórfica da região. Capitaneados pelo professor R.A.J. Trouw, iniciaram-se trabalhos de mapeamento em escalas 1:25000 e 1:50000, obtendo-se uma série de resultados, principalmente quanto a distribuição, relações de contato e empilhamento das litologias, assim como estruturas regionais e fases de deformação. Com esta base foram feitos estudos estratigráficos em mais detalhe que permitiram subdividir os Grupos São João del Rei e Andrelândia em quatro ciclos deposicionais: Ciclo Depositional Tiradentes, Ciclo Depositional Lenheiro, Ciclo Depositional Carandaí e Ciclo Depositional Andrelândia (Andreis *et al.*, 1989a, 1989b). Posteriormente, Paciullo *et al.* (2000) redefiniram estes ciclos criando as megassequências São João del Rei, Carandaí e Andrelândia.

A união desses conhecimentos estratigráficos e metamórfico-estruturais com datações radiométricas e geotermobarometria permitiram a separação dos eventos deposicionais e tectônicos (cf. Paciullo *et al.* 2000; Heilbron *et al.*, 2004 e Trouw *et al.*, 2000; 2013).

A complexidade estrutural devido à aloctonia das unidades, a necessidade de mais dados geocronológicos e mapeamentos em maior detalhe em pontos chave, ainda motivam, como no presente trabalho, novas pesquisas no sul de Minas Gerais, bem como a relação destas unidades com a evolução das faixas móveis Brasília e Ribeira.

1.1. Objetivo

Este trabalho tem como objetivo caracterizar as litologias, geologia estrutural, metamorfismo do Grupo Andrelândia em sua área tipo, Andrelândia. Os dados de campo e petrografia aliados a dados geocronológicos pelo método U-Pb, constitui uma contribuição ao entendimento do Grupo Andrelândia.

1.2. Localização da Área

A área estudada localiza-se nos arredores de Andrelândia, no sul do Estado de Minas Gerais. Está contida nas folhas Andrelândia (SF-23-X-C-V-1) e Arantina (SF-23-X-C-V-3), escala 1:50000 do IBGE; figura 1.

A cidade de Andrelândia foi a base de apoio e pode ser alcançada a partir do Rio de Janeiro pela Rodovia Presidente Dutra (BR-116) até Volta Redonda, daí até Santa Rita do Jacutinga pela RJ-153, seguindo para NNW rumo a Bom Jardim de Minas e Arantina. Outro acesso é pela rodovia BR-040 até Juiz de Fora e depois pela BR-267 até Bom Jardim de Minas e daí pela MG-494 (figura 2).

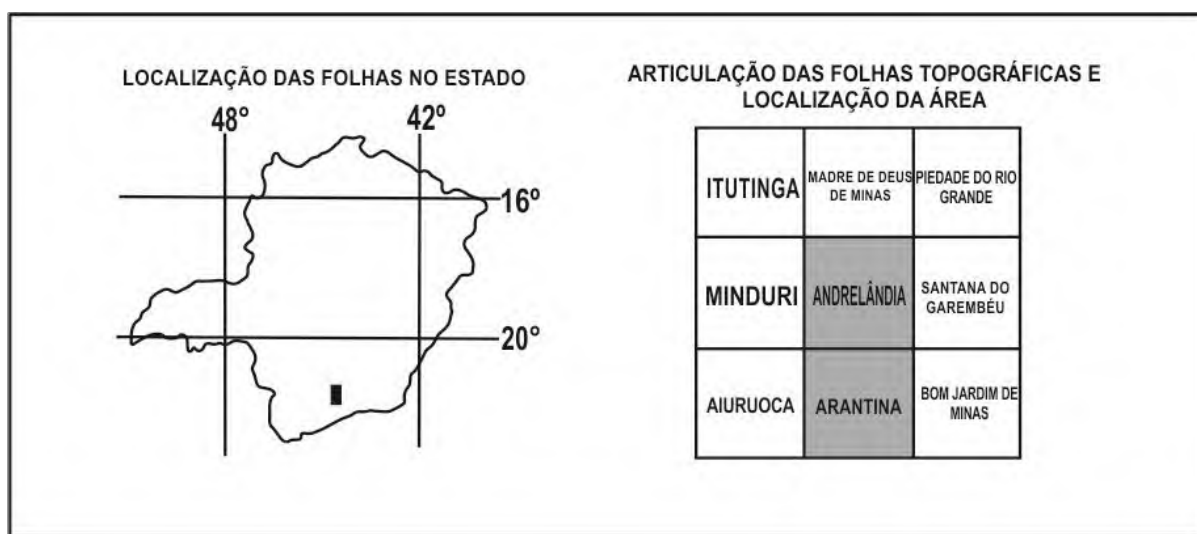


Figura 1. Localização e articulação das folhas 1:50000 do IBGE usadas no trabalho.

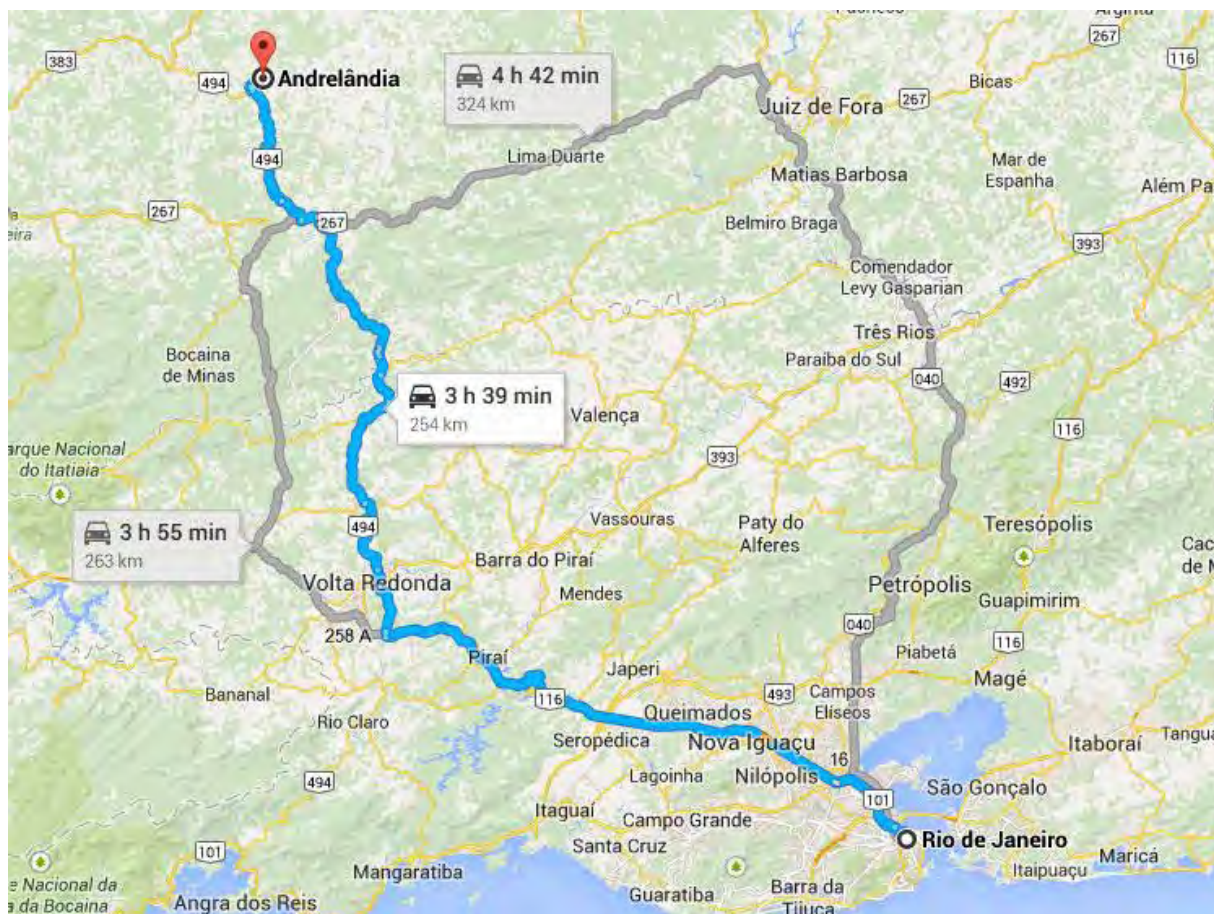


Figura 2. Localização e principais vias de acesso a região de estudo. Fonte: Google Maps <<http://maps.google.com.br/>>.

1.3. Metodologia

Os métodos utilizados para a confecção desse trabalho consistiram na etapa pré-campo, etapa de campo e trabalhos de laboratório e escritório.

A etapa pré-campo consistiu em análise bibliográfica, preparação do mapa de campo 1:12.500 com base nas folhas do IBGE, escala 1:50000, Andrelândia (SF-23-X-C-V-1) e Arantina (SF-23-X-C-V-3) e reconhecimento da área na imagem de satélite Google Earth.

Durante a etapa de campo foi realizado mapeamento geológico e estrutural em diferentes campanhas entre agosto de 2012 e junho de 2014, totalizando 30 dias de campo. No campo foram reconhecidos ou redefinidos contatos litológicos e tectônicos que aparecem na Folha Andrelândia 100.000. Além disso, foram definidos novos contatos tectônicos. Foram estudados 415 pontos localizados com auxílio de GPS Garmin® eTrex em coordenadas UTM, datum Córrego Alegre. Foram coletadas amostras para petrografia, sendo confeccionadas 20 lâminas petrográficas. Foram coletadas na base da sucessão uma amostra, do ponto KA-53, de aproximadamente 25 kg de quartzito para geocronologia.

Na etapa de escritório, o mapa de campo foi digitalizado com auxílio do programa ArcGIS 10, obtendo-se um mapa geológico final e um mapa de pontos. A confecção de seções geológicas e algumas ilustrações foram feitas com o uso do software CorelDRAW® Graphics Suite X6. Lâminas petrográficas foram descritas em microscópio Zeiss modelo Axioplan II. A separação de zircão detrítico de quartzito para geocronologia foi feita no Laboratório de Amostras Geológicas (LAG) do Departamento de Geologia da UFRJ. No MULTILAB do Instituto de Física da UERJ foram feitos o *mount*, a catodo luminescência em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV). As análises isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ pelo método Laser Ablation ICP-MS foram realizadas Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da USP. A metodologia detalhada pode ser vista no capítulo de geocronologia (pag. 51).

1.4. Nomenclatura

Para a granulação das rochas e minerais foi usada a classificação de Williams *et al.* (1970; Fig. 3) e para o índice de cor a classificação de Streckeisen (1976; Fig. 4). Abreviação dos nomes dos minerais foi feita segundo Kretz (1983; Fig. 5).

Classificação	Tamanho dos cristais
Fina	< 1 mm
Média	1 – 5 mm
Grossa	5 mm – 3 cm
Muito grossa	> 3 cm

Figura 3. Tabela de classificação granulométrica em relação ao tamanho dos cristais (Williams *et al.*, 1970).

Classificação	Percentual de minerais máficos
Hololeucocrática	0 – 5 %
Leucocrática	5 – 35 %
Mesocrática	35 – 65 %
Melanocrática	65 – 90 %
Ultramáfica	90 – 100 %

Figura 4. Classificação quanto ao índice de cor da rocha segundo Streckeisen (1976).

Amp	anfibólio	Grt	granada
Ap	apatita	Hbl	hornblenda
Bt	biotita	Ky	Cianita
Cal	calcita	Mc	microclina
Chl	clorita	Ms	muscovita
Czo	clinozoisita	Pl	plagioclásio
Di	diopsídio	Qtz	quartzo
Ep	epidoto	Ttn	titanita
Est	estauroлита	Tur	turmalina

Figura 5. Lista de abreviações sugeridas por Kretz (1983) e utilizadas neste trabalho.

2. Geologia Regional

A área estudada localiza-se no Sistema de *Nappes* Andrelândia (Campos Neto *et al.*, 2004) ao sul do Cráton São Francisco (figuras 6 e 7). Este sistema é caracterizado como uma pilha de *nappes* vergentes, grosso modo, para leste e relacionada à colisão neoproterozóica responsável pela estruturação do Cinturão Brasília Meridional. Esta pilha teria sido depois deformada durante a colisão entre o Arco Magmático Rio Negro e a margem passiva meridional do paleocontinente São Francisco, resultando na Faixa Ribeira (Heilbron *et al.*, 2000, 2004, 2008; Heilbron & Machado, 2003). Essa estruturação gerou, segundo Trouw *et al.* (1994; 2000) a zona de interferência entre as faixas Brasília e Ribeira. As colisões são parte do processo de aglutinação do supercontinente Gondwana (Almeida *et al.*, 2000; Alkmin *et al.*, 2001; Pankhurst *et al.*, 2008). Assim, na área de Andrelândia devem ocorrer estruturas e metamorfismo relacionados àquelas duas faixas orogênicas. O resultado da convergência, aproximadamente E-W, entre os paleocontinentes Paranapanema e São Francisco deu origem a *Nappe* Socorro-Guaxupé, a *nappe* superior e ao Sistema de *Nappes* Andrelândia ou *nappes* inferiores. A *nappe* superior é constituída por granulitos, granitos e gnaisses migmatíticos oriundos da raiz de arco magmático (Campos Neto *et al.*, 2007). As *nappes* inferiores são formadas por rochas metassedimentares e anfibolitos da Megassequência Andrelândia (Paciullo *et al.*, 2000); rochas metaultramáficas; granitos anatóticos brasileiros e fatias do embasamento Arqueano/Paleoproterozóico remobilizado.

O embasamento é composto por unidades ortognáissicas e faixas tipo granito-*greenstone* (Ribeiro *et al.* 1990, 1995; Ávila *et al.*, 2010) predominantemente paleoproterozóicas; o Gnaiss Piedade que é um gnaiss fino bandado com intercalações de anfibolitos (cf. Ribeiro *et al.*, 2003) e, localmente, o gnaiss sienítico da Serra das Matolas (Coutinho, 1968; *in* Paciullo, 1997). Ainda como parte do embasamento da Megassequência Andrelândia, ocorrem as sequências deposicionais mesoproterozóicas das formações Tiradentes e Barroso incluídas por Ebert (1968, 1971) no Grupo São João del Rei. Outra unidade deste grupo, a Formação Prados pode ser considerada meso- ou neoproterozóica ou, conforme Ribeiro *et al.* (2013), uma sucessão neoproterozóica, que seria o aulacógeno “Andrelândia”.

Ribeiro *et al.* (2003) e Paciullo *et al.* (2003) incluíram as formações Tiradentes, Barroso e Prados e o Grupo Andrelândia em três megassequências sendo elas, da base para o topo, as megassequências São João del Rei, com as sequências Tiradentes, São José, Tejuco e Lenheiro; Megassequência Carandaí, com as sequências Barroso e Prados; e a Megassequência Andrelândia, incluindo as sequências Carrancas e Serra do Turvo, descritas no próximo item.

A Orogênese Brasileira deformou e metamorfoseou as unidades destas sequências em graus variados, de xisto verde até granulito (figura 8). As unidades aparecem em domínios tectônicos autóctones e alóctones. Zonas de cisalhamento subverticais destróginas tardias cortam as estruturas mais antigas.

Os registros fanerozóicos incluem maciços sieníticos alcalinos, diques e stocks associados, diques de diabásio e depósitos de talus, coluviais e aluviais recentes.

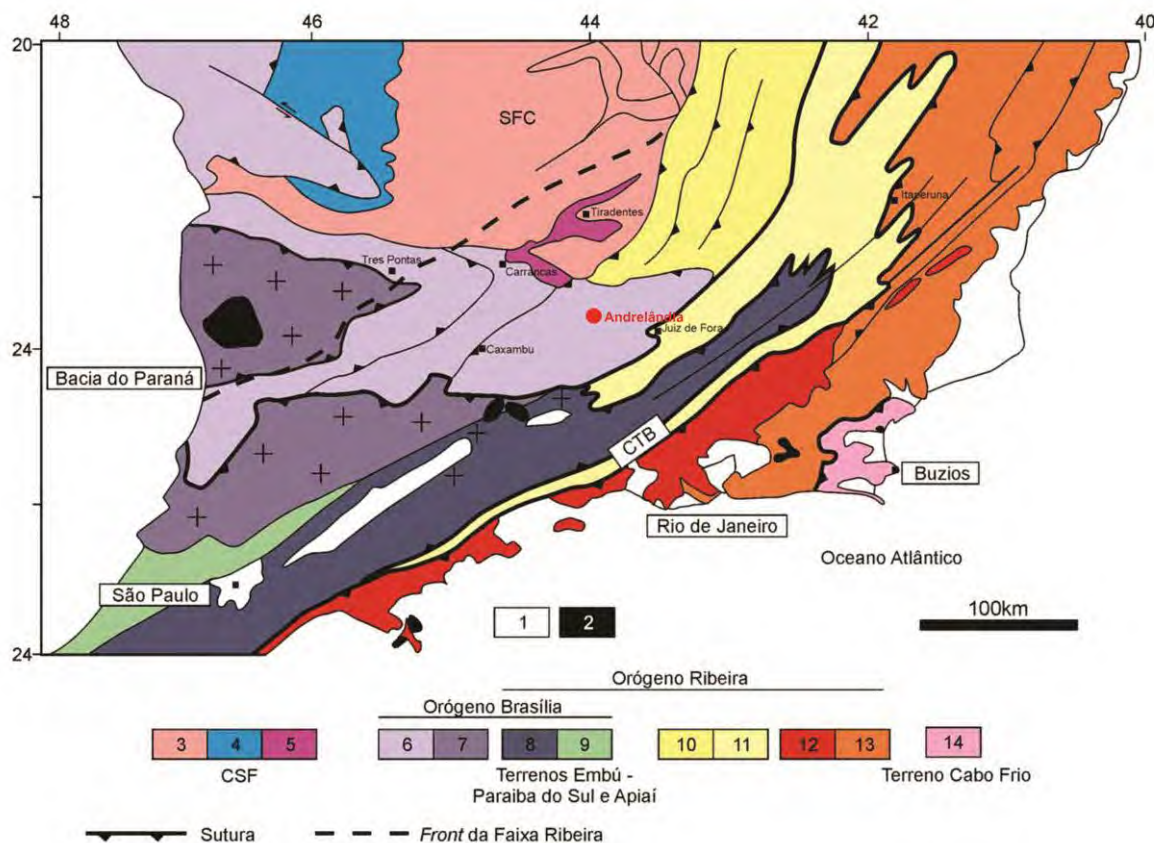


Figura 6. Mapa tectônico regional com Andrelândia em destaque (círculo vermelho). Legenda: 1 – Bacias sedimentares fanerozóicas; 2 - rochas alcalinas K-T. Cráton do São Francisco: 3 - embasamento, 4 - cobertura sedimentar e 5 - zonas de ante-país, rochas metassedimentares autóctones. Orógeno Brasília: 6 - nappes inferiores (sistema de nappes Andrelândia), 7 - Nappe Socorro-Guaxupé e Terrenos: 8 - Embu-Paraíba do Sul e 9 - Apiaí. Orógeno Ribeira - Terreno Ocidental: 10 - Domínio Externo e 11 - Domínio Juiz de Fora; Terreno Oriental: 12 - Arco Rio Negro e 13 - Domínio Costeiro; 14 - Terreno Cabo Frio. Modificado de Trouw *et al.*, 2013.

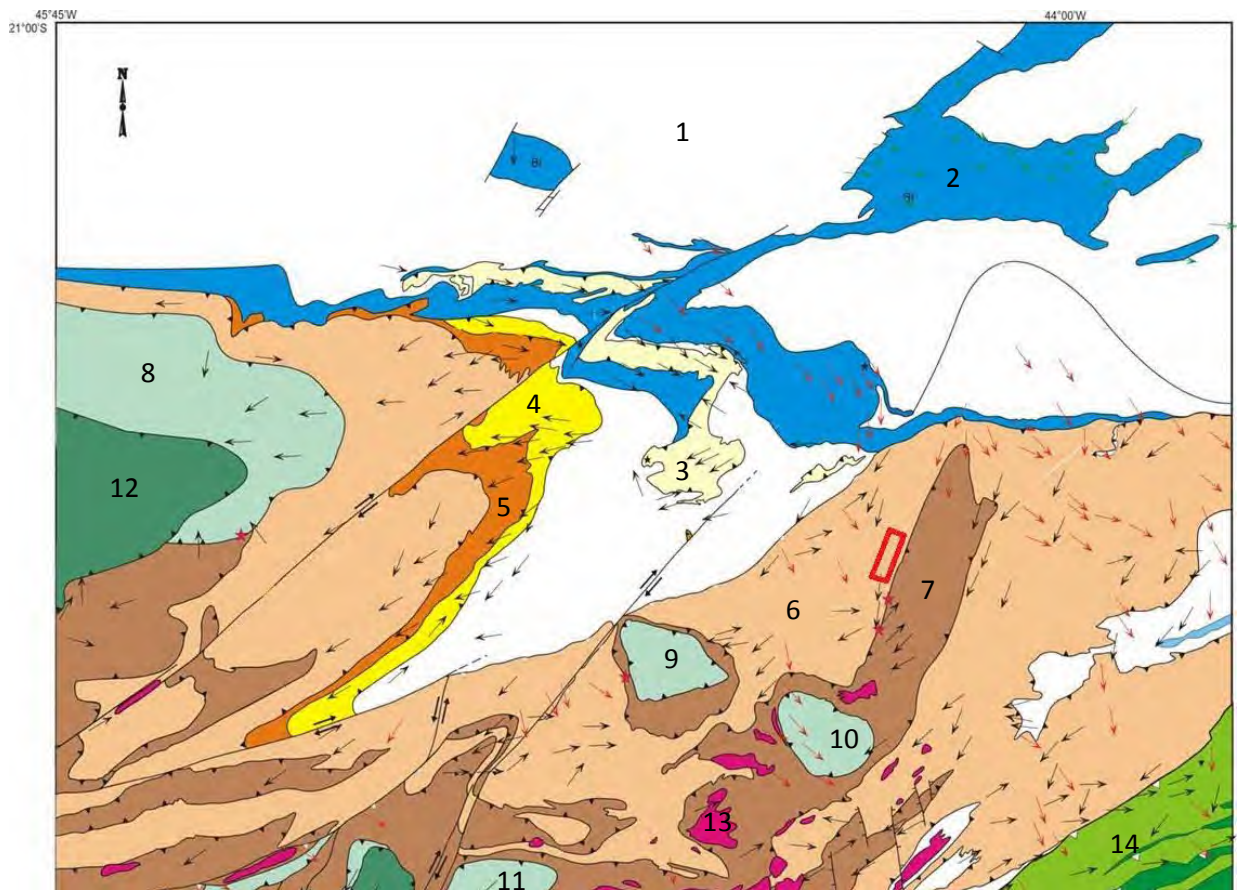


Figura 7. Sistema de *nappes* no sul de Minas Gerais com destaque a área mapeada (retângulo vermelho).

1 - embasamento e 2 - rochas metassedimentares do domínio autóctone. Sistema de Nappes Andreelândia: 3 - *Klippe* Carrancas e *nappes* 4 - Luminárias, 5 - São Tomé das Letras, 6 - Andrelândia/Carmo da Cachoeira, 7 - Liberdade, 8- Varginha, *klippes* correlatas 9 - Aiuruoca, 10 - Carvalhos e 11- Pouso Alto. 12 - Lobo Guaxupé, da *Nappe* Socorro-Guaxupé. 13 - granitóides brasileiros. 14 - rochas do Domínio Juiz de Fora, Faixa Ribeira. Setas- lineações de estiramento atribuídas às faixas Brasília- preto e Ribeira- vermelho. Modificado de Trouw *et al.* (2011).

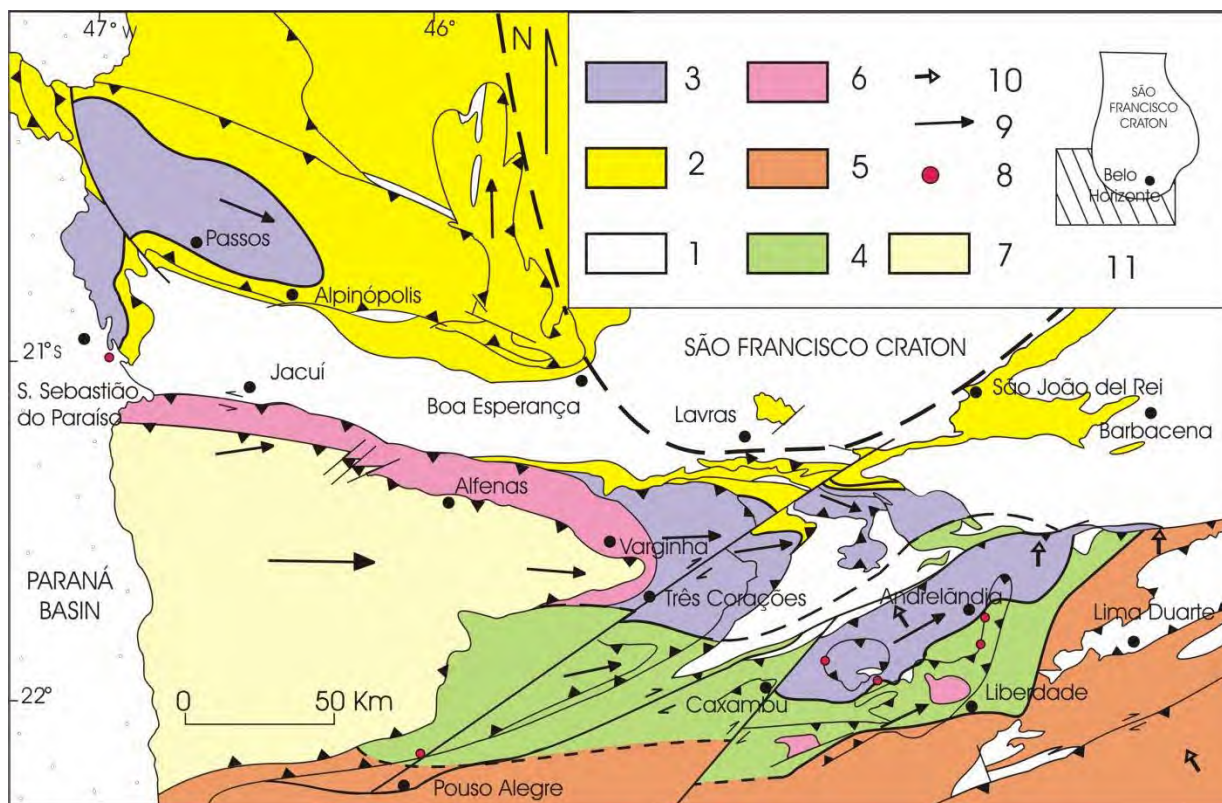


Figura 8. Mapa metamórfico regional da região sul de Minas Gerais. 1- embasamento. Fácies e zonas metamórficas: 2- xisto verde com biotita, 3- anfibolito com cianita, 4- anfibolito com cianita e sillimanita, 5- anfibolito com sillimanita e 6- granulito com cianita. 8- ocorrências de retroeclogito, 9 e 10- lineação de estiramento e 11- localização em relação ao cráton. Mapa de Trouw *et al.* (2000).

2.1 O Grupo Andrelândia e a Megassequência Andrelândia

Ebert (1957, 1967, 1971), trabalhando no sul de Minas Gerais, reconheceu as formações Tiradentes e Carandaí de Leonardos (1940). Além disso definiu as formações Barroso, Macaia, Prados e Rio Elvas e subdividiu a formação Tiradentes nos membros inferior- quartzitos, médio- siltitos e dolomitos e superior- quartzitos.

Nas zonas de Lavras e São João del Rei foi reconhecido que as rochas metassedimentares abaixo dos calcários da Formação Barroso não eram idênticas àquelas que ocupam a mesma posição estratigráfica na região de Carandaí. Essa sucessão diferente foi englobada na Formação Rio Elvas, composta de “filitos mais ou menos quartzíticos e localmente com elevado teor de feldspato”. No entanto, segundo as observações de Andreis *et al.* (1989a, 1989b), a Formação Rio Elvas engloba tanto sucessões incluídas no Ciclo Depositional Carandaí como outras do Ciclo Depositional Andrelândia.

Finalmente, as unidades proterozóicas de grau metamórfico mais elevado “a sul da linha Bias Fortes, Santo Antônio do Porto, Carrancas, Madre de Deus e Itumirim” foram

englobadas por Ebert (1968, 1971, 1984) no Grupo Andrelândia. Este foi subdividido da base para o topo em: a) metarcóseos listrados, com camadas de biotita; b) quartzitos puros ou com muscovita, cianita e granada; c) micaxistos escuros, ricos em biotita e plagioclásio, geralmente com granada e d) micaxistos claros, com muita muscovita e granada, cianita, estauroлита e rutilo (Anexo 1). Estas sucessões foram correlacionadas como equivalentes mais metamórficas da Formação Rio Elvas. Também equivalente à Formação Rio Elvas, Ebert (1984) definiu a Formação Lambari, com fácies rica em feldspato – diminui a porcentagem de filitos e aumenta a de metagrauvacas e metarcóseos finos - nas regiões de Lambari, Conceição do Rio Verde, Luminárias e Três Pontas. O autor também definiu o Grupo Varginha nas regiões de Varginha, Carmo da Cachoeira e Cambuquira, como uma sucessão de micaxistos, metarcóseos, metagrauvacas e quartzitos muito semelhantes aos do Grupo Andrelândia, separadas devido ao caráter mais metamórfico (figura 9).

Nos mapeamentos posteriores a Ebert foram apresentados novos dados, condensados em Trouw *et al.* (1983), redividindo o Grupo São João del Rei de Ebert (1967, 1968, 1971, 1984) nas áreas de Itumirim-Carrancas-Minduri e Carmo da Cachoeira-Luminárias-São Tomé das Letras-Lambari como Grupo Carrancas. Este seria constituído na base por uma sucessão de biotita gnaisses bandados seguidos pelas formações São Tomé das Letras (quartzito com mica esverdeada) e Campestre (filito cinza com quartzito interestratificado) no topo. O Grupo Andrelândia na área de São Vicente de Minas e Andrelândia foi dividido nos xistos Santo Antônio (xisto homogêneo gradando a gnaiss fino) e Cachoeira das Marias (biotita xisto grosso geralmente com estauroлита, sillimanita, cianita, granada e plagioclásio, lentes de anfíbolito e rocha calcissilicática; Anexo 1).

Belém *et al.* (2011) realizaram, datações radiométricas em zircões de rochas nas áreas de Madre de Deus de Minas e Andrelândia e no Domínio Juiz de Fora (vide figura 6). Os autores utilizam uma divisão litoestratigráfica semelhante à de Trouw *et al.* (1983), renomeando o Grupo Carrancas como Grupo Andrelândia Inferior e o Grupo Andrelândia como Grupo Andrelândia Superior (figura 10 e Anexo 1). Destaca-se a extensa distribuição de rochas do Grupo Andrelândia Superior no sudeste de Minas, mais precisamente dentro do Domínio Juiz de Fora (Heilbron *et al.*, 1995, 2003, 2004).

Campos Neto *et al.* (2004, 2007) subdividem as sucessões neoproterozóicas da região, incluindo as do Grupo Andrelândia, em unidades litoestratigráficas exclusivas para cada escama tectônica do Sistema de *Nappes* Andrelândia. O pacote referente à *Nappe* Andrelândia (área do presente trabalho) é subdividido em três unidades denominadas Xisto Serra da Boa Vista (sequência xisto-quartzítica com quartzitos e quartzo xistos), Xisto Santo Antônio, um

biotita xisto homogêneo e Xisto Rio Capivari, um conjunto de xistos porfiroblásticos com intercalações subordinadas de quartzito e gnaisses calcissilicáticos (figura 11 e Anexo 1).

Paciullo *et al.* (2000, 2003) propuseram que as sucessões do Grupo Andrelândia constituiriam a Megassequência Andrelândia, uma sucessão metassedimentar com intercalações de corpos metaígneos básicos e ultrabásicos. Esta megassequência inclui seis associações de litofácies metassedimentares (A1 até A6), que representariam depósitos de margem passiva na borda do Paleocontinente São Francisco (figuras 12, 13 e Anexo 1). As associações 5 e 6 tem sido também interpretadas como depósitos tipo *flysch* relacionados a colisão dos paleocontinentes Paranapanema e São Francisco (Campos Neto *et al.*, 2004, 2011; C. Trouw 2008; Belém *et al.* 2011). Segundo Paciullo *et al.* (2000) a Megassequência Andrelândia alcança espessura mínima na ordem de 1000m e pode ser subdividida em duas sequências deposicionais, Carrancas e Serra do Turvo, separadas por uma discordância interna, regional, interpretada como sendo de período glacial.

A sequência Carrancas foi dividida em quatro unidades (A1, A2, A3, A4). A primeira (A1), consiste de paragneisses bandados com intercalações de anfíbolitos de ambiente intraplaca continental e MORB transicional e rochas metaultramáficas (Paciullo, 1997). A unidade A2 é formada por paragneisses e intercalações de quartzitos, filitos, xistos e anfíbolitos, e, localmente, camadas delgadas de gondito e sucessões métricas de mármore. Essas duas unidades basais foram reunidas em uma única unidade de mapeamento sob a designação de Unidade São Vicente nos mapas da COMIG (Quemeneur *et al.*, 2003, Paciullo *et al.*, 2003, Trouw *et al.* 2003a, b, Heilbron *et al.* 2003a,b). No primeiro caso, é interpretada como representando sedimentos da fase inicial de preenchimento, em *onlap* na borda da bacia Andrelândia. No segundo, como depósitos plataformais e turbidíticos nas porções mais profundas da bacia sedimentar (Paciullo, 2000).

Segundo Paciullo *et al.* (2000, 2003) o quartzito de topo da unidade A2 se desenvolve dando origem a unidade A3 ou Unidade São Tomé das Letras, antiga Formação São Tomé das Letras de Trouw *et al.* (1980). A unidade é constituída por quartzitos com mica esverdeada e intercalações até decimétricas de xistos com mica verde. Localmente, em Carrancas ocorrem bancos de metaquartzo conglomerado. Este conjunto é interpretado como parassequências agradacionais plataformais (*shoreface*) depositadas em trato de sistema transgressivo.

Em contato brusco ou gradacional, sobre o quartzito A3 ou lateralmente a ele (Ribeiro e Heilbron, 1982; Ribeiro, 1983 e Heilbron, 1984) ocorrem filitos, xistos e quartzitos que compõem a unidade A4 ou Unidade Campestre da Sequência Carrancas, que corresponde a Formação Campestre definida em Trouw *et al.* 1980. Estas sucessões são predominantemente pelítico-aluminosas, com ocorrências de granada, cloritóide, estauroлита, cianita e/ou

sillimanita. As sucessões da unidade A4 são interpretadas como parassequências retrogradacionais depositadas em trato de sistema de mar alto. Representam período de inundação máxima, com pelitos ultrapassando o limite sul da bacia original e recobrimdo a unidade A1+A2, embasamento e pelitos da Megassequência Carandaí (Paciullo *et al.*, 2003).

Sobre este pacote, está a Sequência Serra do Turvo, representada pela unidade A5, Santo Antônio. Esta sucessão é composta por biotita xisto/filito homogêneo. Na sua base, na área de Madre de Deus de Minas, contém, localmente, fragmentos de ortognaisses, rochas calcissilicáticas e quartzo de veio de tamanhos variados, subangulosos a subarredondados envoltos por matriz *wáckica*, interpretados como seixos pingados (Ribeiro *et al.* 1995; Paciullo, 1997). No topo, as litofácies se tornam mais pelíticas, predominando biotita xistos/filitos, que recobrem as rochas das sequências Carrancas, Prados e o embasamento. Essa sequência representaria, assim, sedimentação em períodos de mar baixo e mar alto, relacionado a variações glácio-eustáticas. Belém *et al.* (2011) analisando grãos de zircão detrítico nesta unidade obtiveram uma idade máxima de sedimentação de 645Ma, com uma grande concentração de idades entre 850-635Ma e as demais idades (>1000Ma-960 Ma) bem menos expressivas, revelando uma importante fonte de sedimentos relativa aos arcos magmáticos do sistema orogênico Brasília, enquanto que para unidades da Sequência Carrancas, há uma proveniência mais expressiva do sistema de riftes tonianos e da região paleocontinental do São Francisco. Santos (2011) mostra conclusões semelhantes. A autora obteve idades fonte em zircão entre 600 e 900Ma para o biotita xisto Santo Antônio nas *Nappes* Superiores (Liberdade, Carmo da Cachoeira e Andrelândia; Fig. 6). Já biotita xisto semelhante no domínio autóctone, *Klippe* Carrancas e *nappes* Luminárias e São Tomé das Letras obteve idades fonte em zircão entre 1880 e 3500Ma.

A Unidade Arantina representa a unidade A6, formada por um conjunto de rochas correspondentes as fácies marinhas profundas das outras unidades. É constituída por espessas sucessões estratificadas de camadas delgadas a médias de muscovita biotita xisto/gnaiss com intercalação de biotita xistos, quartzo xistos, quartzitos, quartzitos micáceos, metachert mangansífero/gonditos e ferríferos -granada quartzitos, anfíbolitos, rochas metaultramáficas e rochas calcissilicáticas. Localmente, também ocorrem retro-eclogitos.

Nas *klippes* Carvalhos e Aiuruoca e *nappes* Varginha e Guaxupé as rochas da unidade A6 estão na fácies granulito e por tal razão são denominadas unidade A6g (Trouw *et al.*, 2003). De acordo com Paciullo *et al.* (2003), as associações de litofácies A6 (rochas pelíticas, semi-pelíticas, máficas, calcissilicáticas e chert) sugerem uma sucessão distal depositada sobre assoalho oceânico, provavelmente constituída por depósitos turbidíticos e hemipelágicos.

Os protólitos das rochas metassedimentares da Megassequência Andrelândia são interpretados como depósitos de margem continental passiva (Bacia Andrelândia) do paleocontinente São Francisco durante o Neoproterozóico (Trouw *et al.*, 2000). A Formação Prados ocuparia um aulacógeno perpendicular à margem passiva Andrelândia. A idade de abertura do *rift* teria ocorrido por volta de 1150Ma (Ribeiro *et al.* 2013). Valladares *et al.* (2004) com base em datações em zircões detríticos propuseram idade máxima de deposição na Bacia Andrelândia por volta de (1047±77 Ma) e uma idade mínima de 604-567Ma.

Leucogranitos e pegmatitos com biotita, muscovita, turmalina e granada interpretados como granitos tipo S, tardi-colisionais na Orogenia Brasiliana, ocorrem encaixados nas sucessões distais (A5, A6 e A6g) da megassequência. Estes corpos anatéticos têm sido relacionados à estruturação da Faixa Ribeira (Junho *et al.*, 1989b).

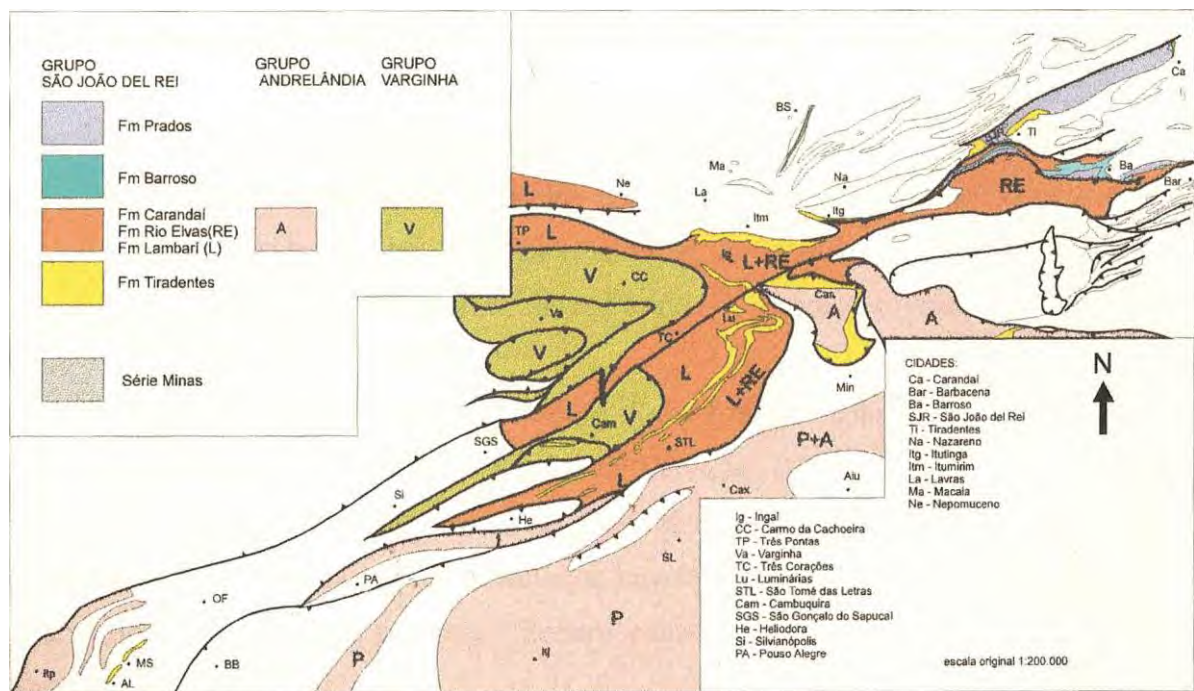


Figura 9. Mapa integrado do sul de Minas Gerais de Ebert. Ebert, 1984, *in memoriam*.

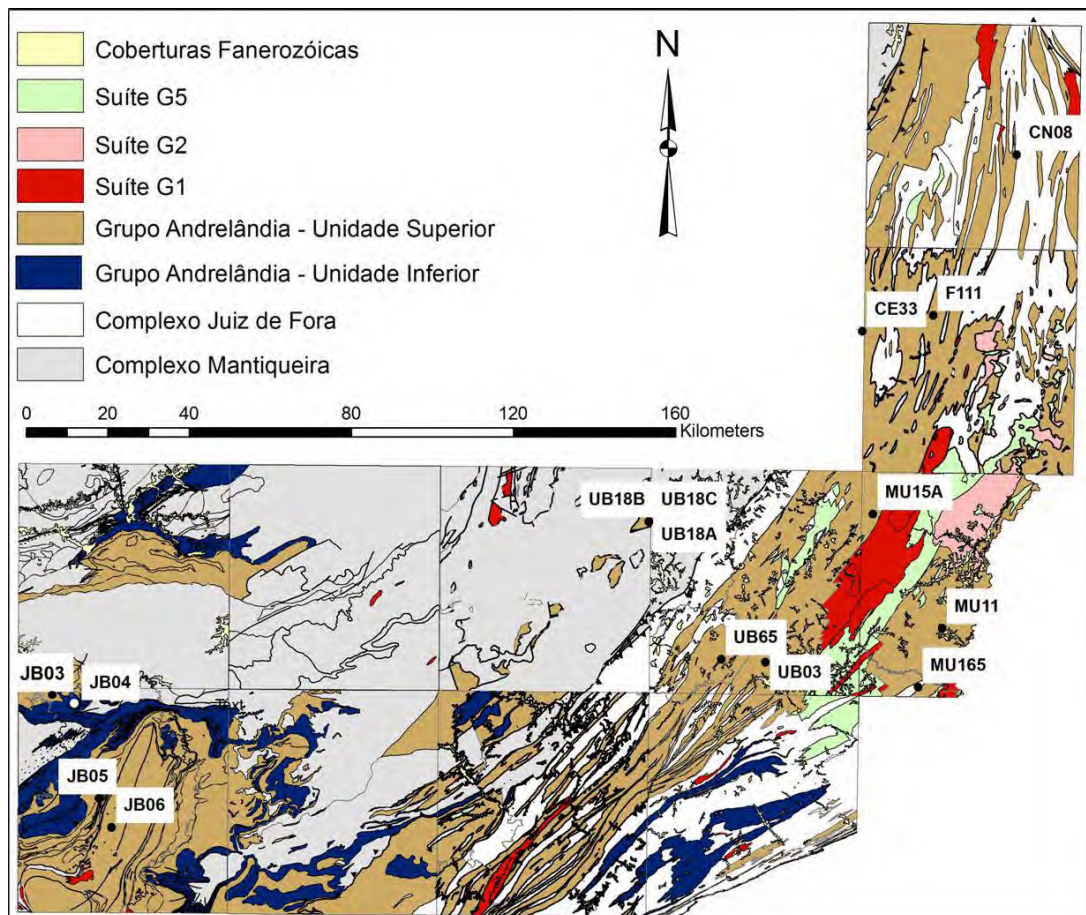


Figura 20. Mapa geológico simplificado com destaque para o Grupo Andrelândia no sul e sudeste de Minas Gerais, segundo Belém *et al.* 2011.

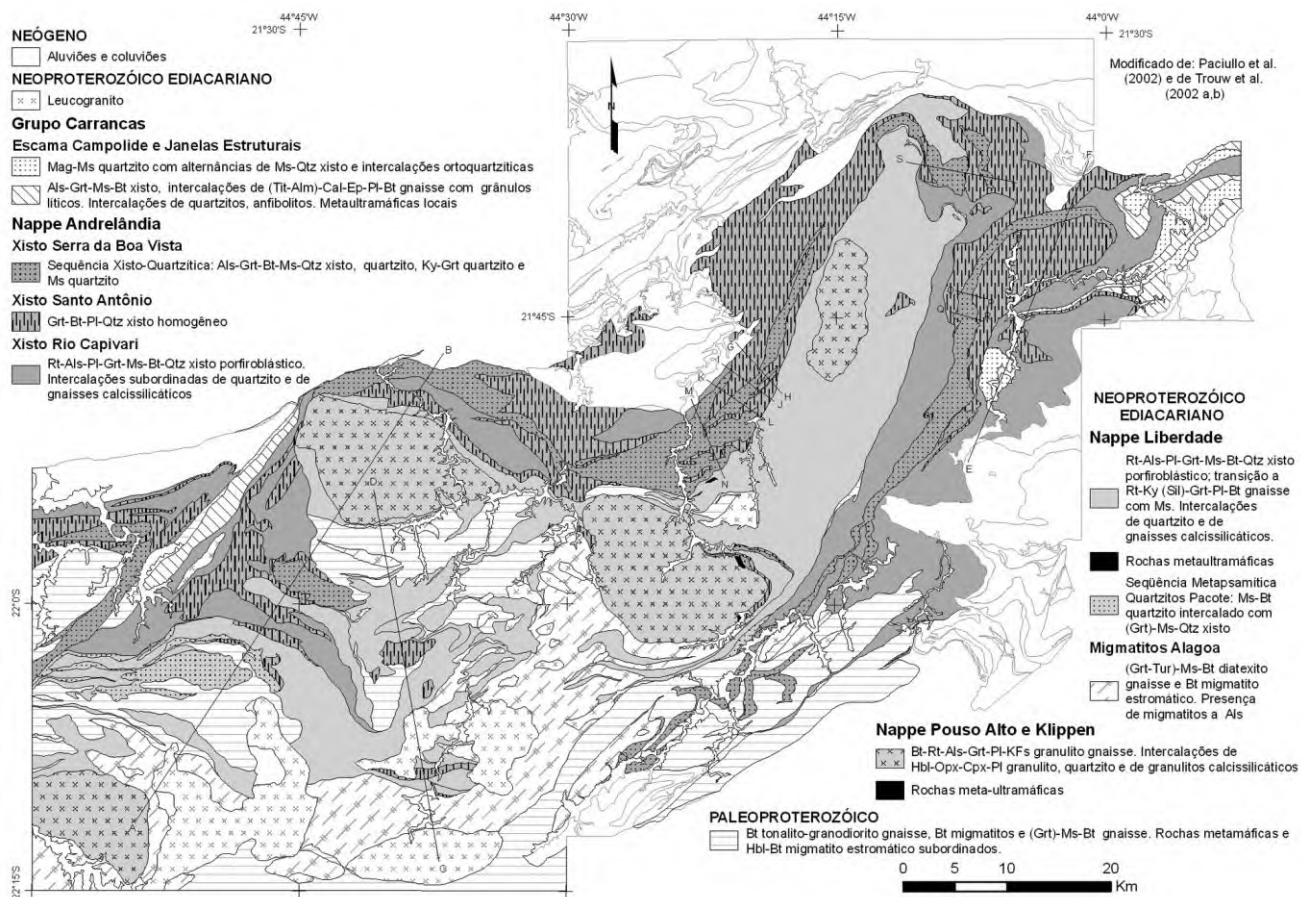


Figura 11. Mapa geológico simplificado do setor oriental do Sistema de *Nappes* Andreândia. Campos Neto *et al.* 2007.

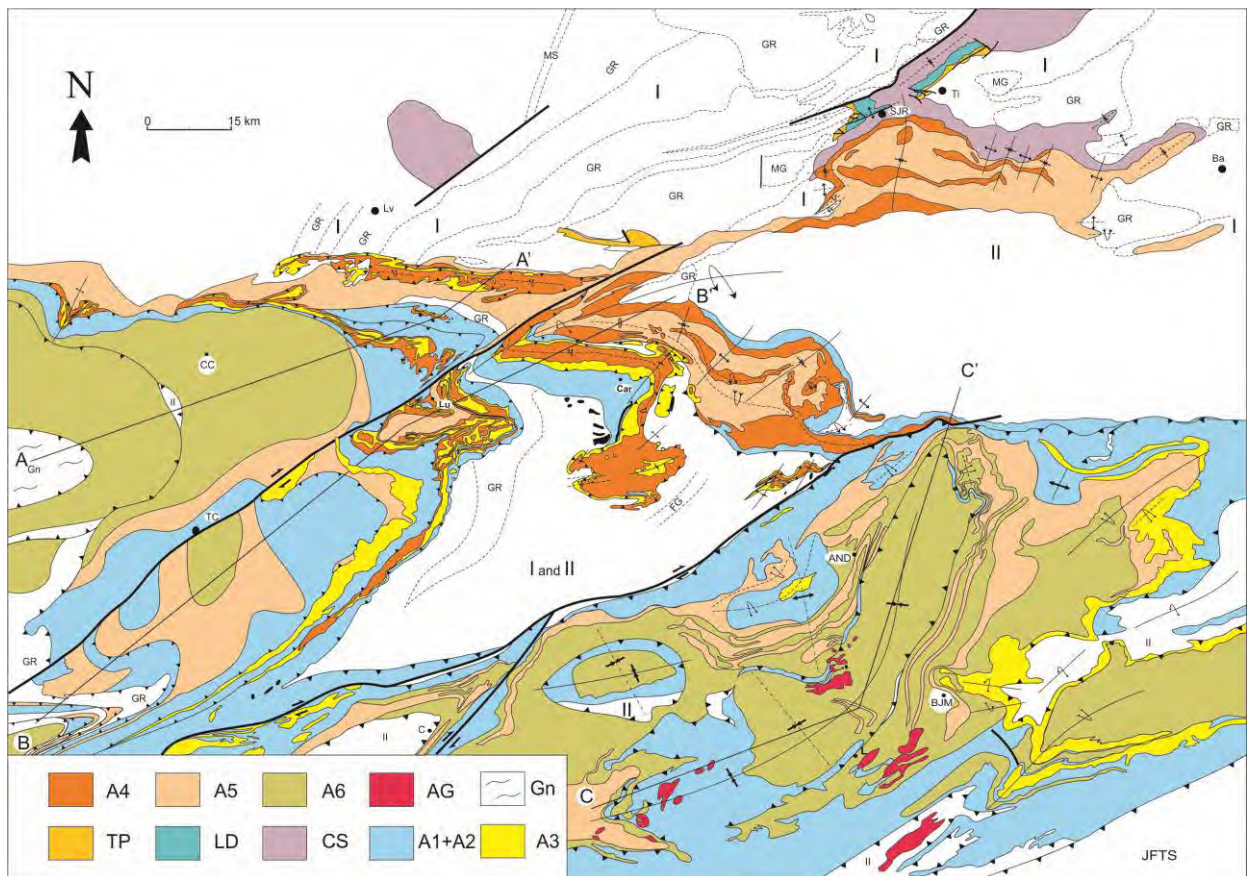


Figura 12. Mapa geológico regional simplificado do sul de Minas Gerais com ênfase na distribuição da Megasequência Andrelândia. Legenda: Branco – Unidades do Embasamento; TP – Plataforma Tiradentes: Sequências Tiradentes, São José e Tejuco; LD – Delta do Lenheiro: Sequência Delta do Lenheiro; CS – Megasequência Carandaí: Sequências Barroso e Prados; A1+A2 – Paragnaisse com intercalação de anfibolito, quartzito e xisto; A3 – Mica verde quartzito; A4 – Filito/Xisto cinzento com quartzito subordinado; A5 – Biotita filito/xisto fino; A6 – Biotita xisto/gnaiss grosso com intercalações de anfibolito, quartzito, gondito e rochas calcissilicáticas; AG – Granitos anatóticos. Paciullo (1997) e Paciullo *et al.* (2000).

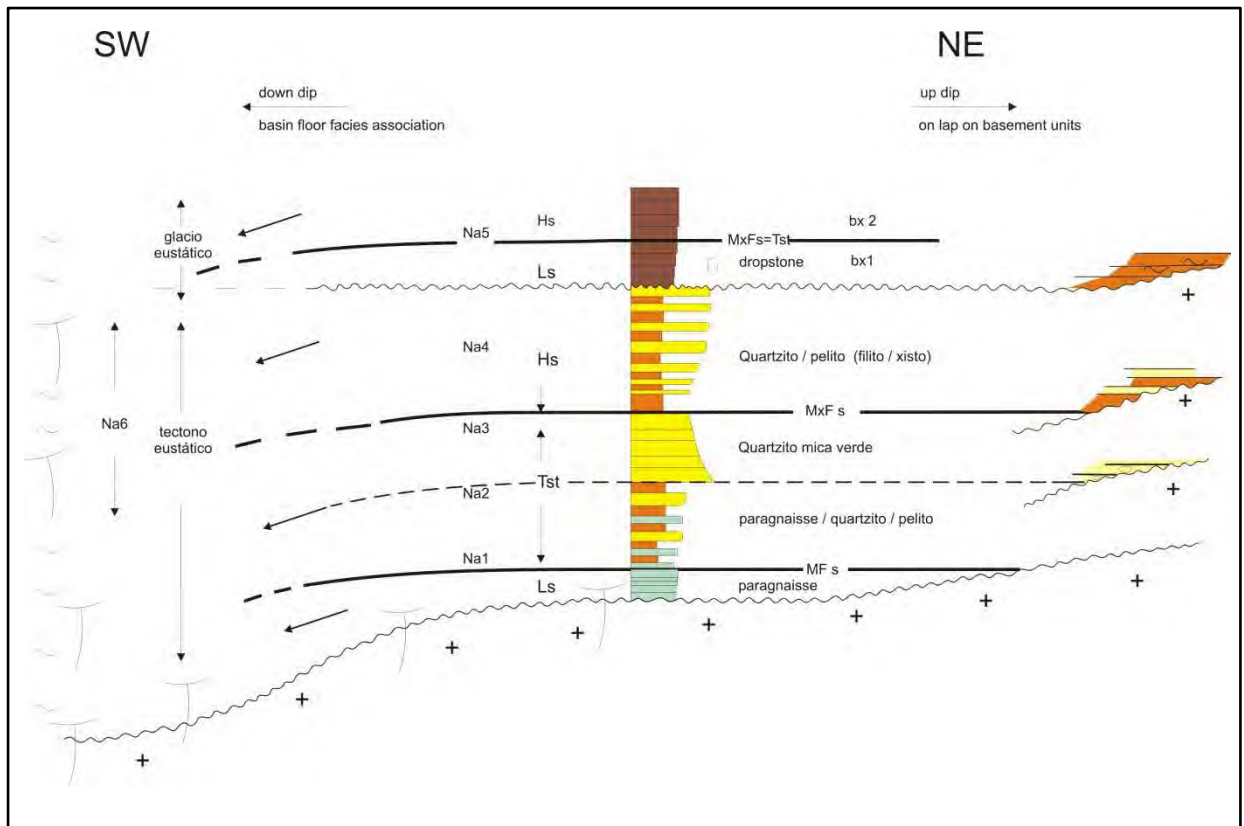


Figura 13. Pannel esquemático mostrando a provável distribuição das unidades da Megassequência Andreelândia em contexto de margem passiva. Na1 a Na4- unidades da Sequência Carrancas, Na5- biotita xistos (bx) da Sequência Serra do Turvo. Na6- facies interpretadas como de águas profundas relativas às unidades Na1 até Na5. MFs- superfície de inundação marinha e MxFs- superfície de inundação máxima. Tratos de sistema: Ls- mar baixo, Tst- transgressivo, Hs- mar alto. Trouw *et al.*, (2011).

3. Unidades de Mapeamento

3.1. Introdução

Na área estudada ocorrem três unidades constituídas de rochas metassedimentares proterozóicas (I, II e III) com intercalações de anfibolitos e rochas metaultramáficas, algumas destas mapeáveis em escala 1:25.000 (Anexos 1 e 2). Ocorre ainda um dique de diabásio.

A unidade III é o biotita xisto homogêneo da Unidade Santo Antônio, Sequência Serra do Turvo de Paciullo *et al.* (2000). A unidade I é constituída por quartzitos micáceos e quartzo-xistos e a unidade II por muscovita biotita xistos e/ou paragneisses com intercalações de anfibolitos, quartzitos, quartzo xistos, rochas calcissilicáticas, granada quartzitos e rochas metaultramáficas (Anexos 1 e 2). As unidades I e II constituem a Unidade Arantina de Paciullo *et al.* (2000) e o Xisto Cachoeira das Marias de Trouw *et al.*, (1983). Além disso, a unidade I é equivalente ao Xisto Serra da Boa Vista e a unidade II ao Xisto Rio Capivari, definidos por Campos Neto *et al.*, (2007; cf Anexo 1).

Segundo Paciullo *et al.* (2000) a unidade I (quartzitos, quartzo xistos) corresponde às fácies distais da Unidade São Tomé das Letras (quartzito A3 da Megassequência Andrelândia) e a unidade II às fácies distais da Unidade Campestre (quartzito e filitos/xistos A4). A terceira sucessão, o biotita xisto da Unidade Santo Antônio (A5), também teria seu correspondente distal na Unidade A6 (figura 13 e Anexo 1).

Na região mapeada, as três unidades mapeáveis, quartzitos e quartzo xistos basais, xistos do intervalo médio e biotita xisto do topo, aparecem empurradas sobre o próprio biotita xisto, o que caracteriza uma repetição tectônica, definindo uma falha de empurrão na área. Junto a esta zona de empurrão ocorre um banco de anfibolito fino mapeável. Xistos da unidade A6 também ocorrem, na porção leste do mapa, empurrados sobre o biotita xisto A5.

3.2. Unidade I – Quartzitos grossos micáceos e quartzo xisto

Trata-se de uma sucessão quartzitos e quartzo xistos com cerca de 100 metros de espessura que forma cristas destacadas nas serras da região (figura 14).

Os quartzitos são micáceos e apresentam uma notável xistosidade espaçada, com domínios de microlitos maciços e domínios micáceos. São predominantemente grossos e formam camadas delgadas (1-10cm) a espessas (~1m). Intercalado a estes, formando bancos centimétricos a métricos, ocorrem quartzo muscovita xistos grossos com presença de cianita média a muito grossa, estaurólita fina a média e porfiroblastos de granada de até 3cm. Acessórios são rutilo e minerais opacos. Frequentemente os intervalos mais xistosos aparecem alterados. A xistosidade apresenta-se em geral de forma anastomosada em torno de porfiroblastos de granada e fortemente crenulada em zonas de charneira de dobras (figura 15).



Figura 14. Cristas de quartzito destacadas no relevo da Serra de Santo Antônio, Andrelândia.



Figura 15. Intervalo xistoso crenulado em charneira de dobra D2 (ponto KA-54).

3.3. Unidade II - Muscovita biotita xistos/gnaisses

Trata-se de uma sucessão de camadas delgadas (1-10cm) até muito espesas (>1m) de muscovita biotita xistos/gnaisses, nas quais se intercalam bancos delgadas a muito espessos de quartzitos/quartzo xistos (figura 16), rochas calcissilicáticas, anfibolitos, granada quartzitos e rochas metaultramáficas. Também ocorrem corpos delgados de turmalinito e até muito espessos (> 1m) de pegmatitos e granitos com muscovita, biotita, granada e turmalina.

3.3.1. Muscovita biotita xistos/gnaisses

Formam camadas tabulares com estratificação composicional delgada a muito espessa definida por bancos ricos em a) muscovita e granada, b) muscovita, biotita, cianita e granada (figura 17a e b) e c) feldspáticos relativamente pobres em aluminossilicatos formando muscovita biotita gnaiss. A rocha mais frequente é granada muscovita xisto (banco tipo a) e a menos comum muscovita biotita gnaiss.

A mineralogia essencial dos xistos é quartzo, muscovita e biotita. Granada é quase sempre presente, cianita e estauroлита frequentes. Ocorrem quantidades acessórias ou traços de rutilo, turmalina, apatita, zircão, titanita e minerais opacos. Feldspatos são ausentes ou perfazem até mais de 20% definido xistos feldspáticos ou muscovita biotita gnaisses. Na maioria dos afloramentos as rochas estão intemperizadas; regolitos e colúvios formados sobre os xistos podem conter rutilo de até 7cm.



Figura 16. Intercalação de bancos quartzíticos em granada muscovita xisto da Unidade II.

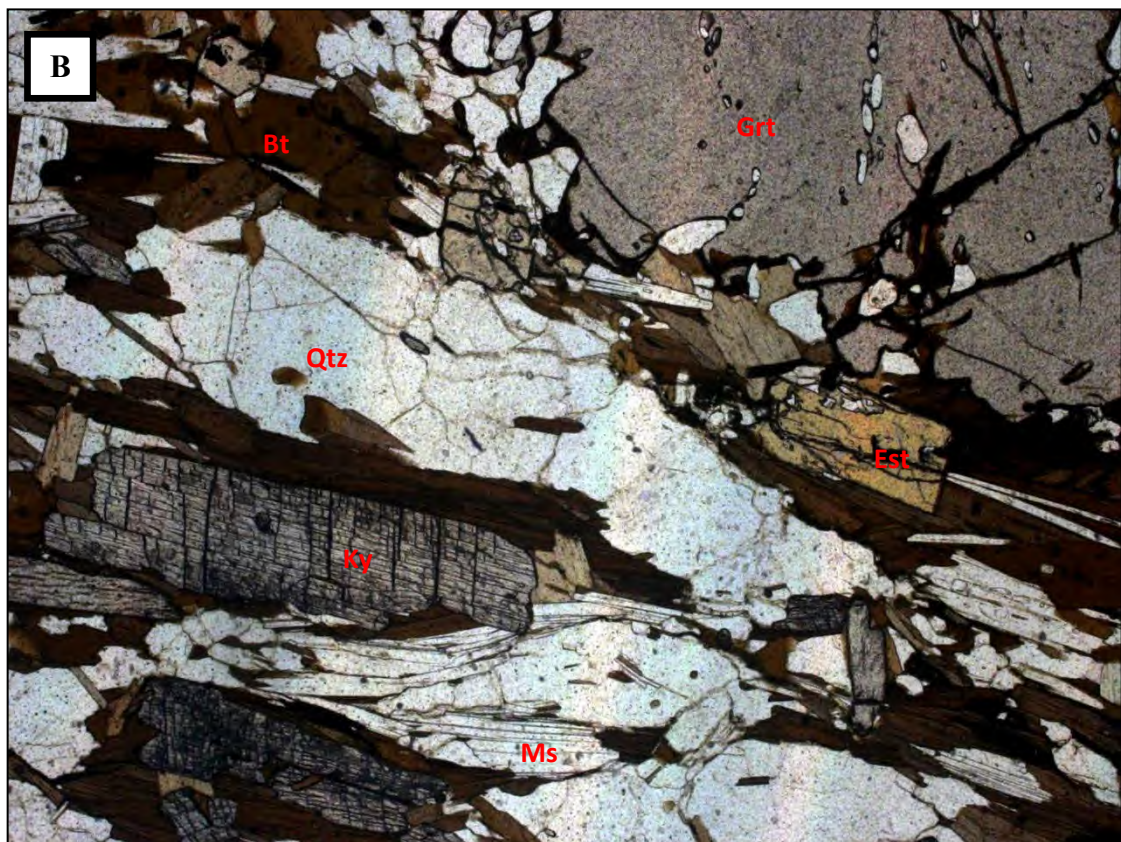


Figura 37. A) Granada e cianita e B) granada, estauroлита, biotita e cianita, minerais comuns no muscovita xisto da unidade II.

3.3.2. Quartzitos e quartzo xistos

São rochas semelhantes as da unidade 1, muscovita quartzitos que gradam a quartzo xistos médios a grossos. Ocorrem intercaladas no xisto predominante da unidade II (Figura 16). Granada, cianita, estaurolita e rutilo, além de minerais opacos, ocorrem em variáveis proporções.

3.3.3. Muscovita biotita gnaiss

Forma corpos de espessuras máximas de até cerca de 20m intercalados nos xistos da Unidade II. Os limites entre xisto e gnaiss podem ser bruscos ou transicionais através de xistos feldspáticos (figura 18). O gnaiss é uma rocha cinza com xistosidade bem definida, maciça ou com bandamento definido por leitos mais ou menos xistosos (mais feldspatos x mais micas; figura 19). No campo pode-se identificar quartzo, feldspatos, muscovita e biotita, às vezes granada. Lentes quartzo-feldspáticas centimétricas provavelmente de origem anatética também ocorrem. Em afloramentos bastante alterados intempéricamente, o gnaiss pode ser confundido com o biotita xisto da Unidade III.



Figura 18. Xisto feldspático e com lentes quartzo feldspáticas, rocha transicional a gnaiss. Ponto KA-321.



Figura 19. Bandamento definido por leitos mais ou menos micáceos em muscovita biotita gnaiss da unidade II, nos pontos KA-342 (acima) e KA-351 em Cachoeira das Marias (abaixo).

3.3.4. Anfibolitos

Anfibolitos somente foram encontrados em blocos frescos ou alterados intempéricamente, de tamanhos variados, de até cerca de 10 x 50cm na área dos xistos. Pela geometria dos blocos, provavelmente, constituem camadas de cerca de 10 a 50cm de espessura mínima intercaladas nos xistos. Uma amostra analisada contém hornblenda verde claro e plagioclásio, e menor proporção de quartzo, epidoto (zoisita e clinozoisita), titanita, apatita e minerais opacos.

Na parte oeste do mapa, entre o quartzito da unidade I e o biotita xisto da unidade III, em um contato interpretado como de empurrão (Anexo 2), ocorre um banco tabular de granada anfibolito com cerca de 7 m de espessura aparente formando uma unidade mapeável (figura 20). Trata-se de anfibolito fino (figura 21) com foliação bem definida (figura 22) contendo hornblenda verde e plagioclásio, quartzo, proporções acessórias de titanita, epidoto, apatita e minerais opacos. Ocorre também granada (figura 23), diopsídio simplectítico (figura 24) e rutilo, sugerindo que a rocha já esteve em mais alto grau metamórfico, até eclogito.

Com base em geoquímica de rocha total Paciullo (1992, 1997) considerou que os protólitos dos anfibolitos na Megassequência Andrelândia seriam basaltos toleíticos continentais na unidade basal (A1) e do tipo MORB enriquecido na unidade A6.



Figura 20. Banco de granada anfibolito separando quartzito da Unidade I (acima) e biotita xisto da Unidade III. Ponto KA-240.



Figura 21. A textura fina, incomum nas rochas da área, do granada anfibolito que separa as unidades I e III. Ponto KA-316.

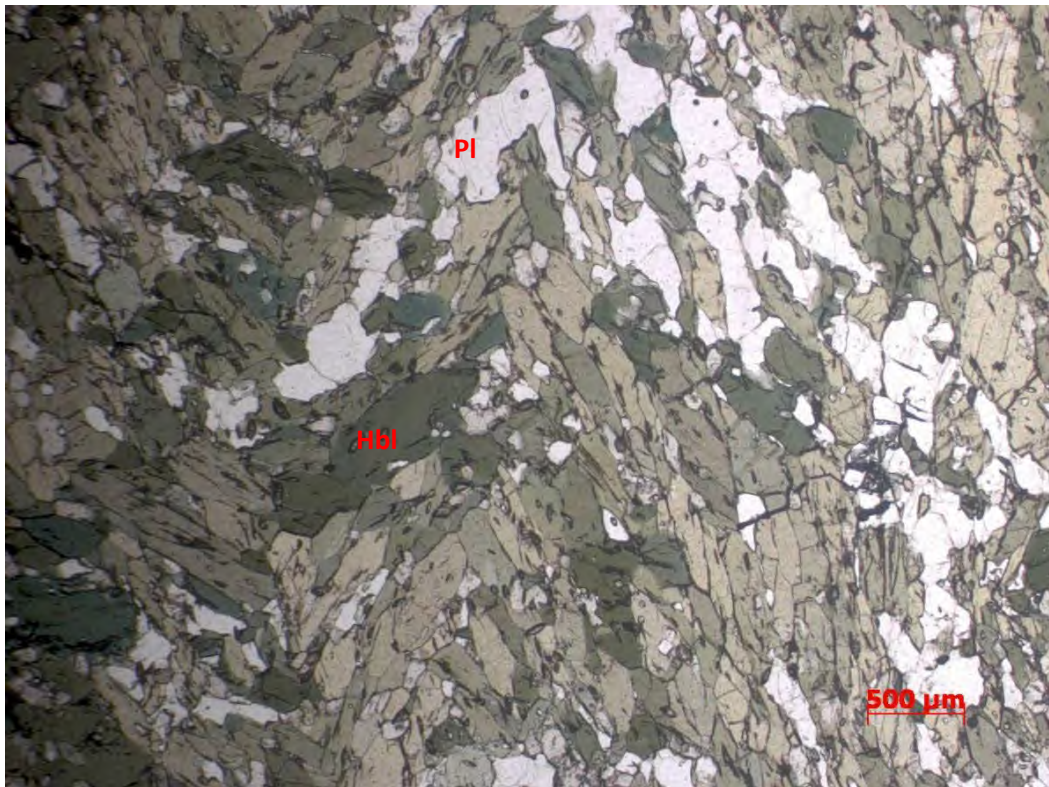


Figura 22. Hornblenda e plagioclásio definindo foliação dobrada no granada anfibolito entre as unidades I e III.

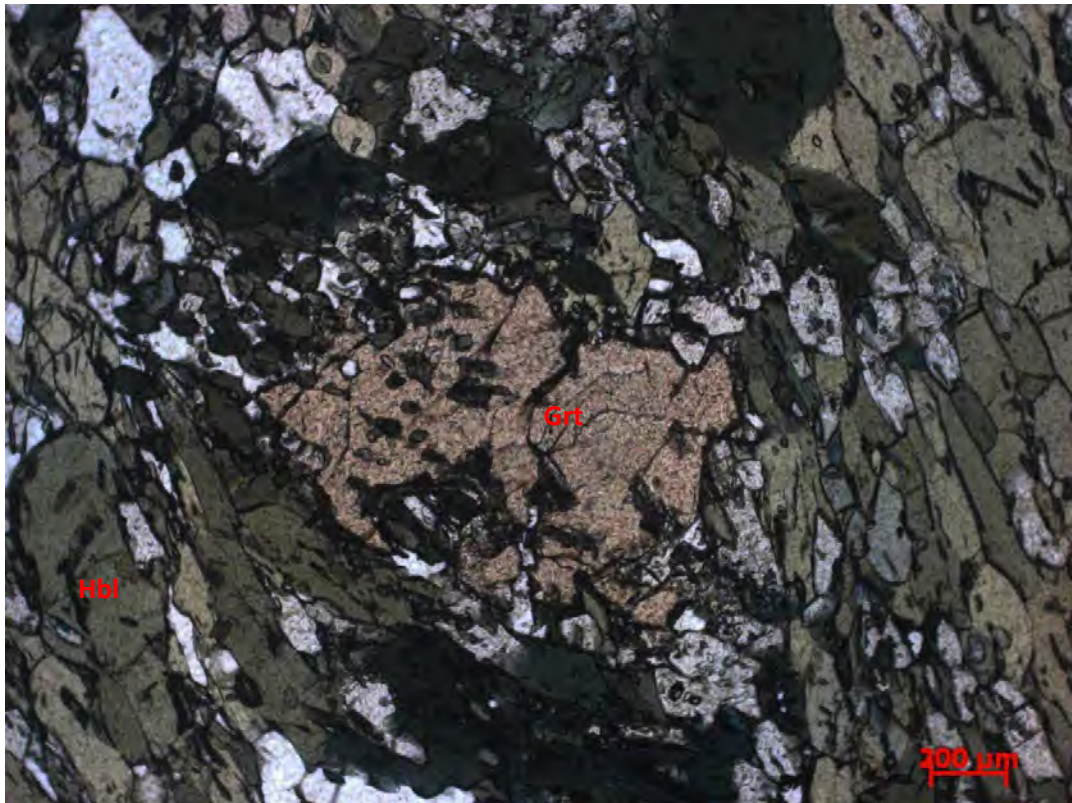


Figura 23. Granada (centro da foto) e horblenda verde no anfibolito que ocorre entre as unidades I e III.

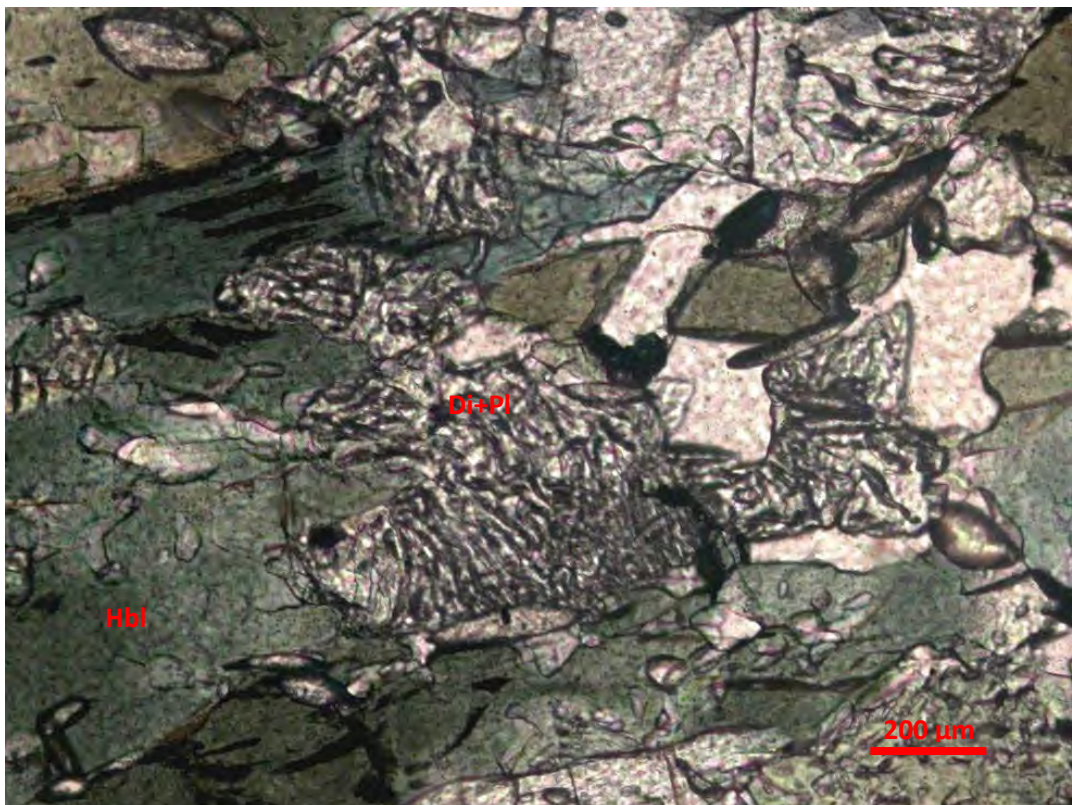


Figura 24. Simplectita de diopsídio e plagioclásio sugerindo que o granada anfibolito tenha passado por ambiente de fácies granulito ou eclogito.

3.3.5. Granada quartzito

Trata-se de rocha maciça que aparece em blocos de até cerca de 1m x 1m rolados ou aparentemente *in situ* nas áreas de ocorrência dos xistos da Unidade II. Foram também encontrados em associação com rochas metaultramáficas intercaladas nos xistos.

São rochas muito alteradas contendo quartzo e granada alterada, cobertas e percoladas por compostos de manganês, entre eles possivelmente pirolusita, pois efervesce com água oxigenada. A presença de compostos de manganês (pirolusita, psilomelana?) sugere que a rocha contém espessartita sendo, portanto uma variedade de gondito.

3.3.6. Rochas calcissilicáticas

Foram identificadas em bancos tabulares maciços de espessuras centimétricas em contato brusco com xistos. Amostras analisadas contem clinozoisita, epidoto, diopsídio, anfíbólio, plagioclásio, titanita, quartzo e carbonato (figura 25). Em alguns pontos ocorrem associadas com rochas metaultramáficas.

3.3.7. Rochas metaultramáficas

Ocorrem em corpos aparentemente lenticulares de espessura variada, métrica até decamétrica, intercaladas nos xistos. Foram observados talco xisto, talco clorita xisto e clorita xisto.

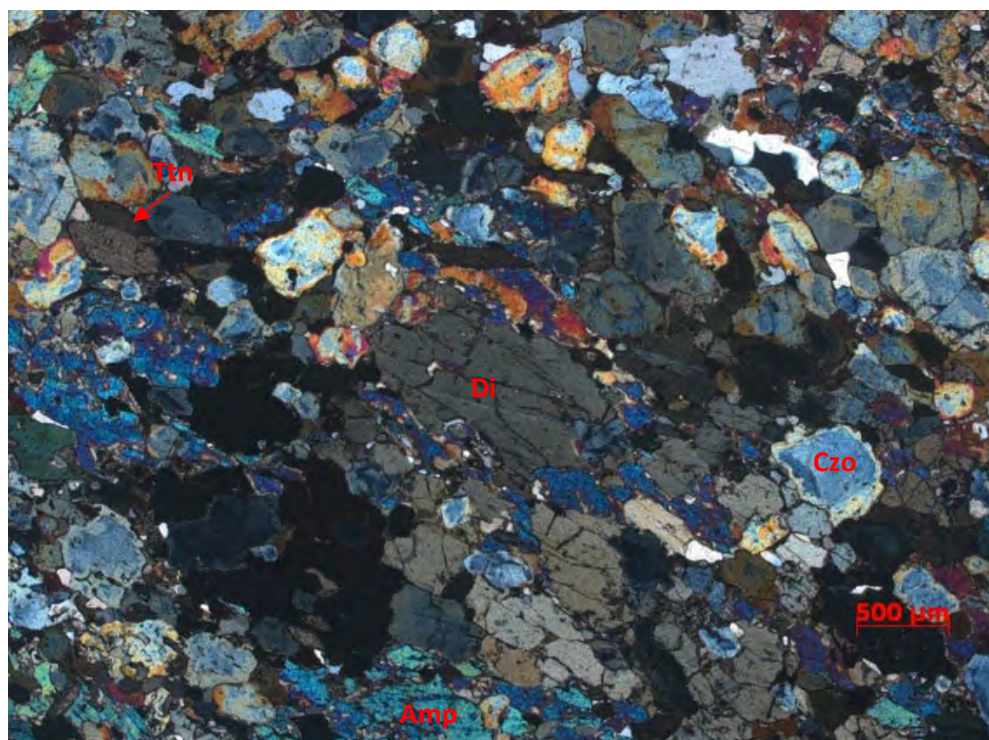


Figura 25. Diopsídio, anfíbólio, clinozoisita e titanita em rocha calcissilicática associada com talco xisto a sul da Serra do Santo Antonio, no ponto KA-241 (Anexo 3).

3.4. Unidade III – Biotita xisto homogêneo

Esta unidade, que corresponde ao Xisto ou Unidade Santo Antônio (Anexo 1), caracteriza-se por monótona sucessão de biotita xistos feldspático expostos por toda a área em extensos lajedos lisos e escuros (figura 26) ou em afloramentos frescos isolados no saprólito (figura 27). Conforme estimado nas seções geológicas (Anexo 2) a sucessão dobrada alcança espessura mínima de cerca de 200m na área estudada.

Os biotita xistos são rochas homogêneas ou sem estratificação aparente, xistosas, a maioria com grãos em torno de 1mm. São compostos essencialmente por plagioclásio, quartzo e biotita (figura 28). Plagioclásio, às vezes ocorre em proporção (>20%) suficiente para que a rocha seja denominada gnaiss. Granada está sempre presente, varia de acessória até cerca de 10%. Ocorre em tamanhos variados (figura 29) e grãos com até 5cm de diâmetro foram vistos no campo. A muscovita pode ser abundante (figura 30), mas localmente está ausente (ponto MG-112, Anexo 3). Acessórios importantes são estauroлита, cianita e rutilo. Outros acessórios são apatita, epidoto, turmalina e minerais opacos. K-feldspato raro aparece como acessório em uma amostra. Carbonato substituindo plagioclásio e clorita sobre granada e biotita ocorre em baixa proporção (<5 %). Porém, alguns grãos de granada contêm inclusões de clorita que podem ser pré-granada.

Uma característica típica do biotita xisto são veios centimétricos de quartzo, em geral lenticulares assimétricos, subparalelos a foliação principal, que funcionam como indicadores cinemáticos (figura 31).

Na área estudada foram identificados isolados no biotita xisto seixos e grânulos de granitóide e de quartzo de veio (figura 32). A norte da área, em uma pedreira junto à Ferrovia do Aço, próximo a Madre de Deus de Minas, também existem fragmentos isolados no biotita xisto. São grânulos, seixos e blocos de quartzo de veio e ortognaisses (figura 33).



Figura 26. Extenso lajedo escuro, afloramento típico do biotita xisto da Unidade Santo Antônio em Andreelândia.



Figura 27. Biotita xisto fresco sobressai em meio ao saprólito a norte de Andreelândia, ponto MG-59.

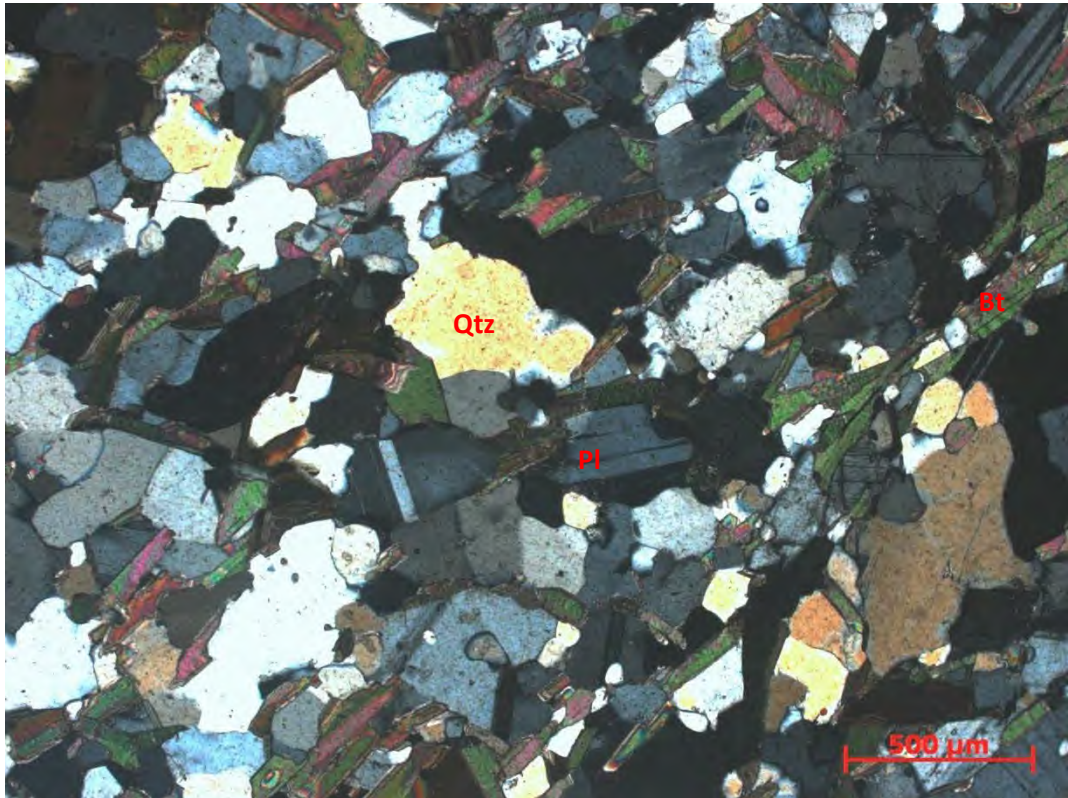


Figura 28. Quartzo, plagioclásio e biotita, minerais essenciais no biotita xisto. Ponto MG-115.



Figura 29. Granada, mineral sempre presente no biotita xisto da área de Andrelândia. Ponto MG-99.

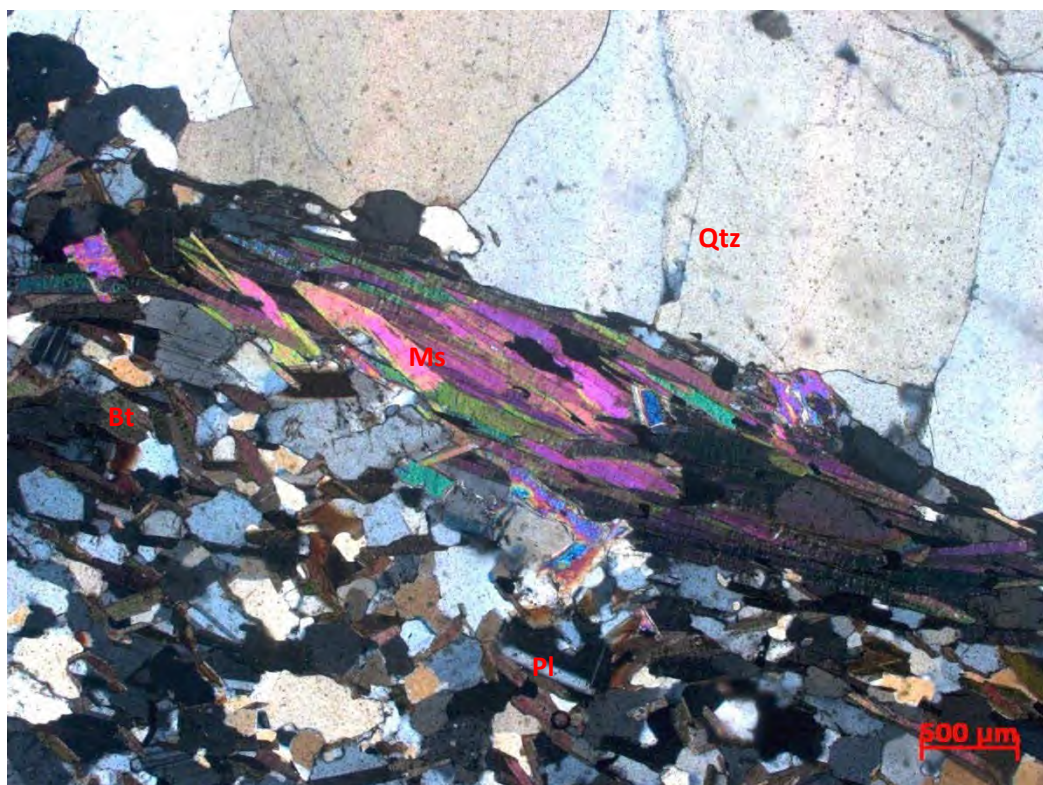


Figura 30. Feixe de muscovita ao longo da foliação e em contato com quartzo de veio. Biotita Xisto no ponto KA-294, Serra do Turvo.



Figura 31. Veio de quartzo assimétrico típico no biotita xisto da Unidade III. Ponto 1, no Cristo de Andrelândia.

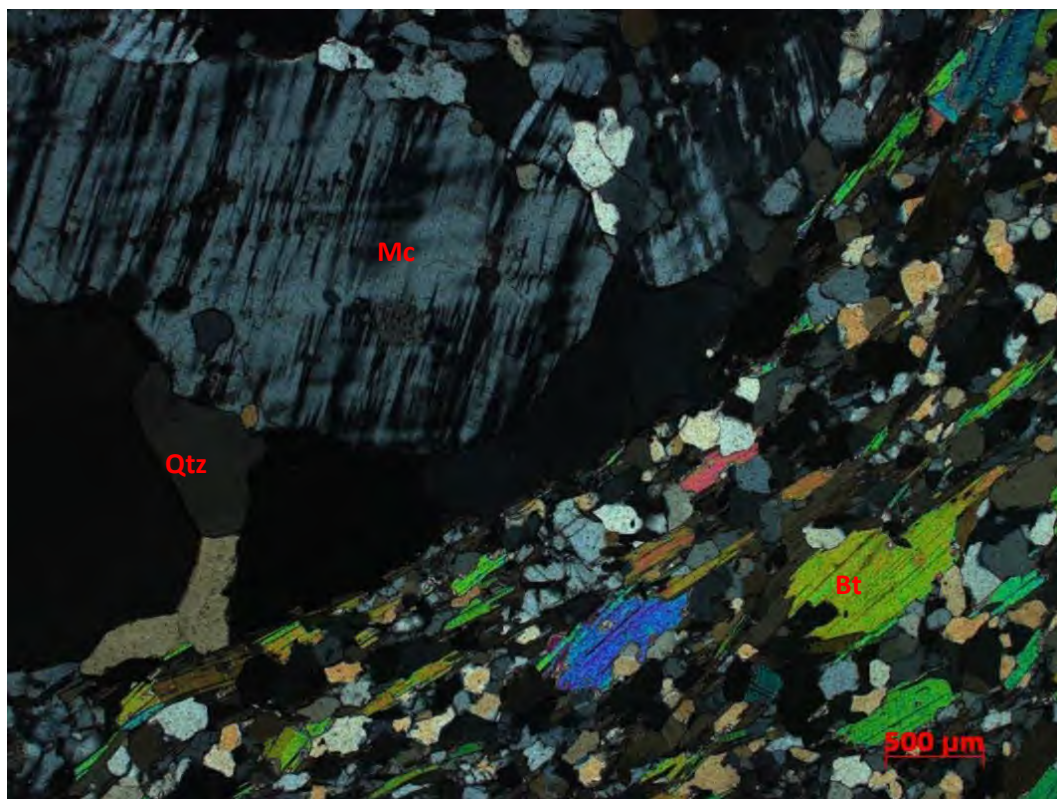


Figura 32. Parte de um grânulo granitóide com microclina e quartzo isolado no biotita xisto do ponto MG-80.



Figura 33. Bloco arredondado de ortogneisse isolado no biotita xisto. Pedreira na região de Madre de Deus de Minas a norte da área estudada em Andrelândia.

3.5. Turmalinitos

São rochas constituídas por turmalina, às vezes quase 100%, sendo outros componentes quartzo e material opaco. Foram vistas em veios e bolsões de espessura centimétrica intercalados nos xistos da Unidade II.

3.6. Pegmatitos e granitos

Rochas quartzo feldspáticas finas ($<1\text{mm}$) a muito grossas (grãos $> 3\text{cm}$) formam lentes, pegmatitos e granitos encaixados nas três unidades mapeadas (quartzítica, xistos e biotita xisto). São mais frequentes nos xistos da Unidade III. As lentes quartzo feldspáticas são maciças e mostram contatos irregulares difusos (figura 34) ou nítidos e bruscos (figura 35) com as encaixantes. Às vezes contem granada, muscovita e turmalina (figura 35). Os pegmatitos formam corpos irregulares até quase tabulares (figuras 36 e 37) normalmente contendo, além de quartzo e feldspato branco, muscovita, biotita, turmalina e granada. Os granitos são finos a médios, com mineralogia semelhante aos pegmatitos - quartzo, feldspato branco, biotita, muscovita, turmalina e granada. Também aparecem em corpos irregulares ou quase tabulares, sendo mais frequentes encaixados nos xistos da Unidade II (Figura 38).



Figura 34. Lente quartzo feldspática (feldspatos branco e rosa) em contato irregular difuso com muscovita biotita gnaisse encaixante. Ponto KA-343 no sul da área.



Figura 35. Lentes quartzo feldspáticas com turmalina em contato brusco com muscovita biotita gnaisse em Cachoeira das Marias, a sul da área mapeada.



Figura 36. Pegmatitos fino (no contato) e grosso em corpo tabular encaixado em biotita xisto da Unidade III. Ponto KA-243 na subida da Serra de Santo Antônio, próximo à fazenda homônima.



Figura 37. Corpo quase tabular de pegmatito formando um dique encaixado em biotita xisto da Unidade III. Ponto KA-302, próximo a antiga represa Tapanhaú no sul da área.



Figura 38. Detalhe de turmalina leucogranito com granada (seta) exposto no ponto KA-344, próximo à antiga represa Tapanhaú no sul da área.

3.7. Diabásio

Foi encontrado um dique de diabásio subvertical de rumo N-S, com espessura mínima de dois metros em afloramentos isolados e blocos, frescos ou alterados e com esfoliação esferoidal (figura 39). A rocha possui matriz fina ($<1\text{mm}$) equigranular e alguns fenocristais de plagioclásio de até 1 cm. Aparece cortando as unidades da área e não apresenta evidências de deformação. Este dique foi considerado, como outros na região, produto do magmatismo relacionado à abertura do Oceano Atlântico, no Mesozóico.



Figura 39. Esfoliação esferoidal em diabásio de dique N-S/subvertical no ponto KA-93 em Andrelândia.

3.8. Interpretação da sucessão litoestratigráfica proterozóica e rochas associadas

Unidade I - os protólitos dos quartzitos e quartzo xistos da Unidade 1, por sua mineralogia, devem ter sido quartzo-arenitos impuros com material pelítico aluminoso (caolinita, sericita?) espalhado gradando para arenitos ricos em matriz do tipo quartzo-vaque. Os níveis ou lâminas de muscovita xistos, muitos deles ricos em granada e cianita, devem ter sido originalmente lâminas ou camadas delgadas de pelitos ferro aluminosos. A abundância de turmalina, possivelmente autigênica sugere depósito em ambientes marinhos/oceânicos.

Estas rochas quartzíticas foram interpretadas por Paciullo (1997) como antigos lobos arenosos contemporâneos a época de mar baixo que deu origem aos seixos pingados de suposta gênese glacial no biotita xisto (cf. figuras 32 e 33). Estariam, portanto na linha de tempo dos biotita xistos da Unidade III e não associados aos xistos da Unidade II como mostramos no presente trabalho. Como já visto no item 2.1, o pacote quartzítico da Unidade I seria correspondente ao Xisto Serra da Boa Vista de Campos Neto et al. (2007; cf. Anexo 1). Porém, estes autores não tecem comentários ou inferências sobre a origem ou ambiente deposicional da sucessão quartzítica da Unidade I.

Unidade II - a sucessão de xistos da Unidade II possivelmente representa um espesso pacote de sedimentos pelíticos (argilitos, siltitos) e semi-pelíticos de tipo vaque feldspática nos quais se intercalam bancos mais quartzosos (quartzitos, quartzo xistos). As intercalações de rochas calcissilicáticas devem representar sedimentos finos químicos ou em parte hemipelágicos (lama/pelágico carbonático e lama hemipelágica de origem terrígena?). Os protólitos dos granada quartzito ou gonditos seriam metachert ferruginosos (granada quartzitos) ou manganésíferos (gonditos). Os protólitos dos anfibolitos podem ter sido rochas básicas e/ou margas. Estas interpretações são similares e concordantes com as de Paciullo (1997). Segundo este autor os xistos representam pelitos das partes mais fundas da “Bacia Andrelândia”, pois contem intercalações de anfibolitos cujos protólitos seriam rochas básicas de tipo semelhante a MORB atual. Além disso, o autor cita a associação com rochas calcissilicáticas e gonditos consideradas como sedimentos pelágicos.

A Unidade II seria em parte também correlata do Xisto Rio Capivari ou dos xistos da Nappe Liberdade de Campos Neto et al. (2007; cf. Anexo 1 e figura 11). Segundo os autores os *“xistos pelíticos da Nappe Liberdade (com intercalações de sequências metavulcanossedimentares) constituem pacote metassedimentar marinho de águas profundas, lateral a coluna da Nappe Andrelândia. Em meio aos mica xistos ocorrem rochas metamáficas (associadas a metaultramáficas) com assinatura química de fundo oceânico, em*

lascas eclogíticas, que representam um magmatismo de caráter toleítico de idade Criogeniano tardio (~670Ma).”

Portanto, Paciullo (1997), Paciullo *et al.* (2000, 2003) e Campos Neto *et al.*,(2007) interpretam de forma similar as do presente trabalho, as condições paleoambientais dos protólitos da Unidade II. No entanto, Campos Neto *et al.*,(2007) considera o Xisto Rio Capivari como trato sedimentar de águas profundas do fim do Criogeniano pois metabasaltos oceânicos intercalados nos metapelitos forneceram “idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, pré-metamórfica de $669\pm 25\text{Ma}$, interpretada como episódio magmático do Criogeniano tardio, penecontemporâneo à sedimentação pelítica”. Em rochas similares do mesmo afloramento (R. Trouw, informação verbal) C. Trouw (2008) obteve idades U-Pb em zircão em torno de 1470Ma e no intervalo aproximado entre 620 e 670Ma. As primeiras foram consideradas como idades de cristalização de zircão ígneo, as mais novas como metamórficas (cf. C. Trouw, 2008).

Unidade III – a sucessão de biotita xistos possivelmente representa um espesso pacote predominantemente composto por associações de vaques feldspáticas e pelitos arenosos depositados discordantemente sobre as outras unidades, conforme visto no mapa geológico (anexo 2). Esta discordância pode estar relacionada à regressão marinha e exposição da “plataforma Andrelândia” durante provável evento glacial, devido a presença de seixos envoltos por matriz vácuica como nas figuras 32 e 33, sendo possíveis diamictitos glaciais.

Os trabalhos de Paciullo (1997) e Paciullo *et al.* (2000) também interpretam a sucessão de forma semelhante à do presente trabalho. Campos Neto *et al.* (2007) considera o biotita xisto como tendo composição de grauvaça, com intercalações esparsas e pouco espessas de rochas metamáficas e metapsamíticas. Não informa o tipo de metapsamito (quartzoso, lítico ou feldspático?). Campos Neto *et al.*, (2007) usaram dados isotópicos Sm-Nd ($\epsilon\text{Nd}_{610\text{Ma}}$ entre +0,4 e -1,7) apontam como área fonte um arco magmático juvenil neoproterozóico. Considera o biotita xisto depósito orogênico de tipo *flysch*, de idade edicarano (630-610Ma).

4. Geologia Estrutural

Na área de Andrelândia são identificadas estruturas relacionadas a três fases de deformação (D1, D2 e D3), conforme mostram o mapa e seções geológicas (Anexo 2). Essas fases podem ser observadas em campo e em lâmina petrográfica. Seu registro são dobras e dobras redobradas; foliação dobrada e redobrada; falhas de empurrão dobradas e redobradas; e veios assimétricos de quartzo e granada com inclusões de dobras que funcionam como indicadores cinemáticos; lineação mineral e de estiramento. Regionalmente estas estruturas se enquadram no domínio alóctone caracterizado pela interferência entre as direções de transporte tectônico relacionadas às faixas móveis Brasília e Ribeira (Paciullo *et al*, 2003).

Ribeiro *et al.* (1995) descreveram quatro fases de deformação regional registradas nas rochas neoproterozóicas do sul de Minas Gerais, duas relacionadas à Faixa Brasília e outras duas relacionadas à Faixa Ribeira. Nas duas primeiras o transporte tectônico foi para ENE, durante deformação compressiva contínua, associada à colisão responsável pelo fechamento da Bacia Andrelândia. Nas fases relativas à Faixa Ribeira, ocorreu uma primeira fase com transporte tectônico para NW e outra mais tardia resultou numa compressão E-W que gerou zonas de cisalhamento subverticais destrais com rumo NE-SW. Ribeiro *et al.* (1990, 1995) e Paciullo (1997) separaram a região em três domínios tectônicos: domínio autóctone (I), domínio alóctone II e domínio alóctone III em que está situada a área de estudo. O domínio III é marcado pela zona mais intensa de interferência entre as faixas Brasília e Ribeira. A *nappe* Liberdade sintetiza o padrão tectônico deste domínio, com indicadores cinemáticos registrando transporte tectônico original para NE, relacionado à Faixa Brasília, sobreposto por outros com transporte para NW, relacionado à Faixa Ribeira (Peternel *et al*, 2005).

No presente trabalho foram identificadas estruturas de três fases de deformação que também podem ser relacionadas a evolução das Faixa Brasília – primeira fase e da Faixa Ribeira - segunda fase e, a uma terceira fase que corresponde a compressão E-W. Estas estruturas são descritas a seguir.

4.1. Terceira fase de deformação (D3)

A fase de deformação D3 é caracterizada por crenulações e dobras abertas, em escala de afloramento ou regionais, que dobram as estruturas das fases anteriores (figura 40). São dobras suaves com plano axial íngreme de traço aproximadamente norte-sul e eixo com baixo caimento para norte ou sul, conforme mostram os estereogramas na figura 21. Xistosidade S3 e lineação de estiramento L3 são ausentes na área. As atitudes de crenulações e dobras D3 identificadas sugerem um encurtamento leste-oeste.



Figura 40. Dobras D3 suaves e abertas com plano axial aproximadamente N-S e eixos de baixo caimento N-S. A) em veio de quartzo dobrando a foliação principal de granada biotita xisto da Unidade III e B) em biotita muscovita gnaiss da Unidade II e pegmatito anatético.

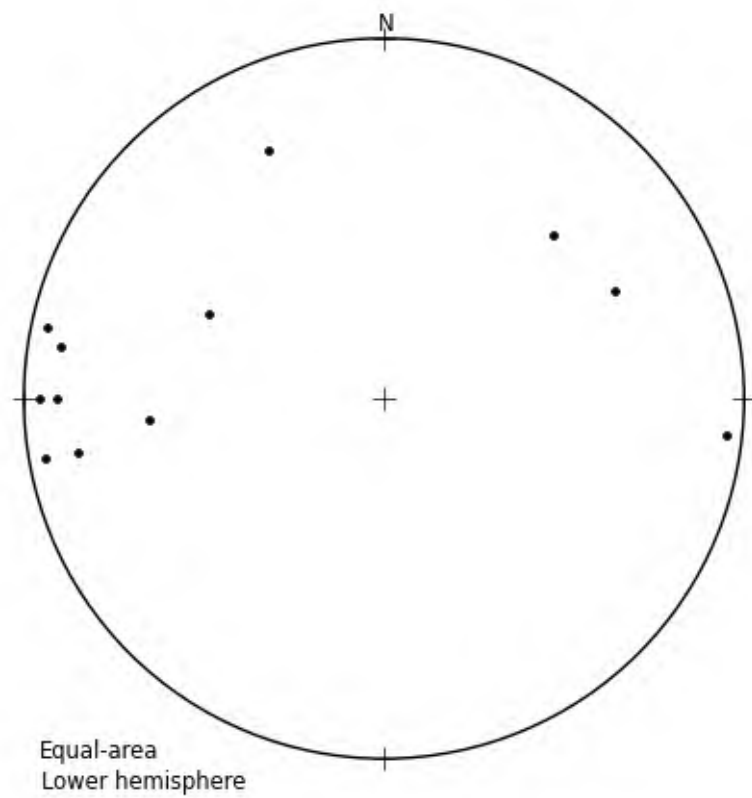


Figura 41. Estereograma de igual área, com projeção no hemisfério inferior mostrando polos de planos axiais S3. 11 medidas.

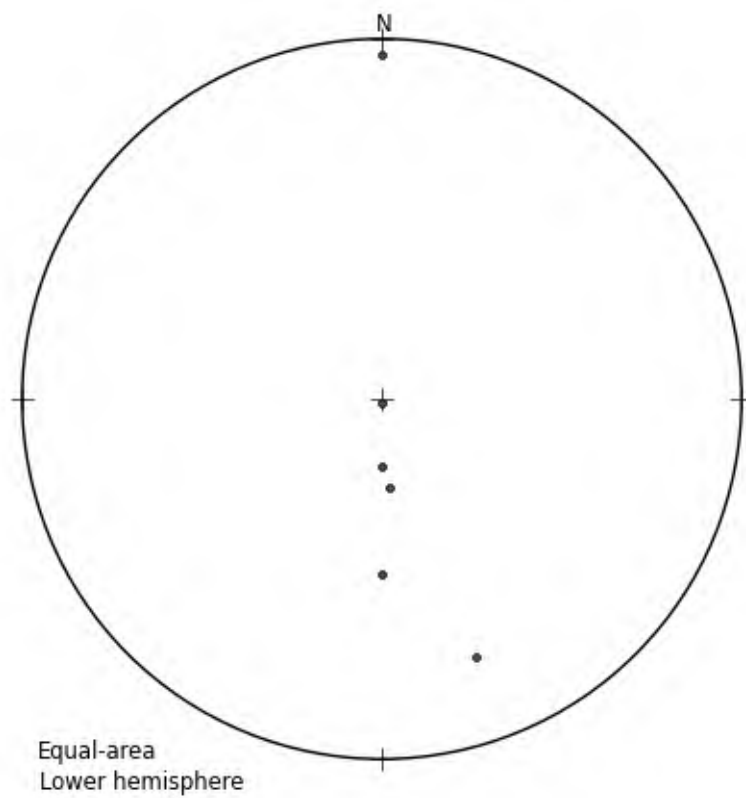


Figura 42. Estereograma de igual área, com projeção no hemisfério inferior mostrando seis medidas de eixos L3.

4.2. Segunda fase de deformação (D2)

Esta fase de deformação é registrada por dobras abertas até isoclinais que dobram os contatos litológicos (acamamento) e a foliação pretérita S1 gerando foliação S2 (figura 43).

As dobras desta fase D2 têm planos axiais mergulhando em média 70 graus para SE e outros poucos para NW e eixo de baixo caimento para NE ou SW. Essas variações no caimento dos eixos podem ser relacionadas ao possível redobramento por D3.

A foliação S2, a principal da área, normalmente é uma xistosidade derivada da transposição de S1 por crenulação. Micas e quartzo aparecem recrystalizados nos flancos e charneiras de dobras da fase D2 (figura 44). A xistosidade S2 é perpendicular ao acamamento (S0) nas charneiras e paralela ao acamamento nos flancos das dobras.

Lineações L2 relacionadas à D2 são eixos de dobras e crenulações, lineação de estiramento e lineação mineral (cianita; figura 45).

A orientação das estruturas D2 reflete uma compressão NW-SE, compatível com o sentido de movimento tectônico da Faixa Ribeira (Heilbron *et al.*, 2000, 2004, 2008).



Figura 43. Dobras abertas até apertadas com planos axiais íngremes e eixos de baixo caimento pra NE. Registro da fase D2 em quartzito da Unidade I na Serra do Turvo.



Figura 44. Arcos poligonais de micas mostrando clivagem S1 recristalizada em charneira de dobra D2. A foliação pretérta S1 aparentemente é paralela a S0.



Figura 45. Lineação de cianita (L2) em xisto da Unidade II.

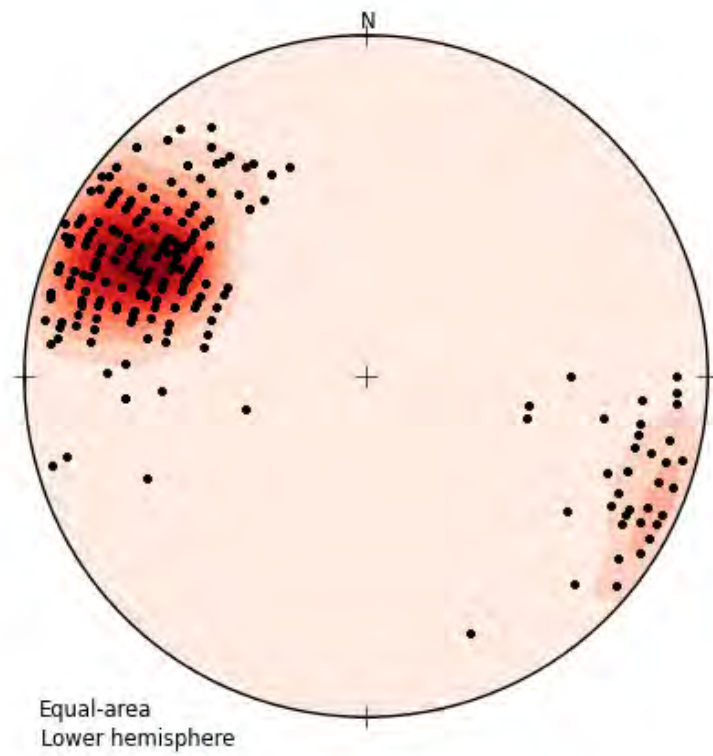


Figura 46. Estereograma de igual área, com projeção no hemisfério inferior mostrando polos de planos de foliação principal S2 paralela aos planos axiais D2.

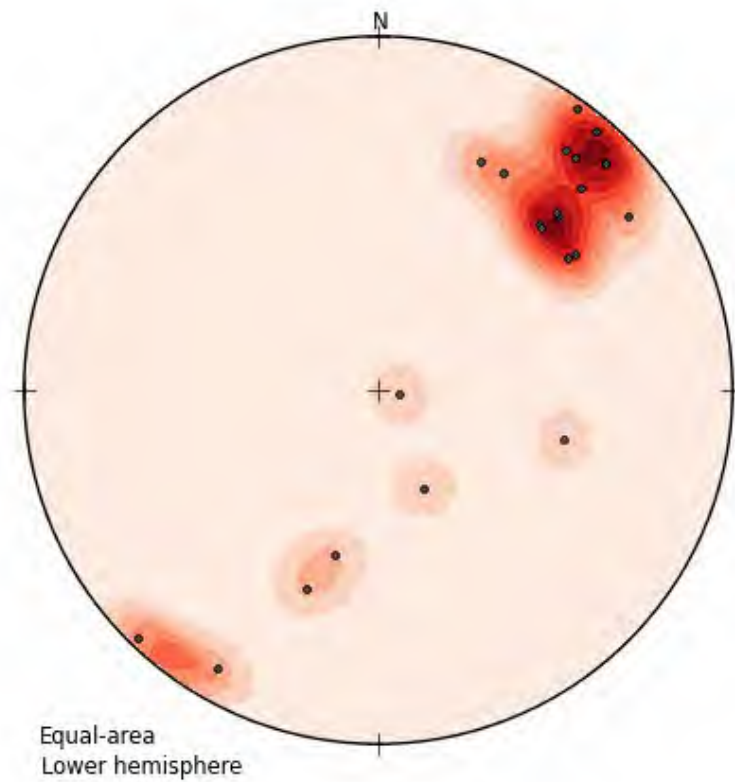


Figura 47. Estereograma de igual área, com projeção no hemisfério inferior mostrando lineação L2.

4.3. Primeira fase de deformação (D1)

Os registros da primeira fase de deformação D1 são os seguintes:

- 1- foliação S1 dobrada e recrystalizada em charneiras de dobras da fase D2 (figura 44);
- 2- dobras apertadas a isoclinais de grande escala redobradas por dobras da fase D2 como mostram o mapa e seções geológicas (Anexo 2).
- 3- presença do biotita xisto, unidade III, acima e abaixo das sucessões das unidades I e II. Esta repetição pode ser interpretada como tectônica, gerada por falhas de empurrão. Nas seções estas falhas de empurrão aparecem dobradas por dobras da fase D2. Assim, provavelmente as falhas de empurrão e o dobramento D1 seriam contemporâneos e produtos de uma deformação continua D1.

Além das estruturas acima mencionadas ocorrem também, no biotita xisto, veios de quartzo assimétricos que podem ser relacionados a primeira fase de deformação D1. Estes veios sigmoidais funcionam como indicadores cinemáticos que definem transporte tectônico com topo para ENE (figura 48). Este sentido de transporte tectônico é compatível com o mencionado na literatura como relacionado à evolução das *nappes* da faixa Brasília na região (cf. Paciullo *et al.* 2000; Trouw *et al.*, 2013).



Figura 48. Veio de quartzo assimétrico indicando transporte tectônico topo para ENE em biotita xisto da Unidade III. Afloramento no ponto 1, Cristo de Andrelândia.

5. Metamorfismo

Nas rochas estudadas existe uma associação mineralógica indicativa de metamorfismo, observada em afloramento e seções delgadas, composta por muscovita, biotita, granada, estauroлита, cianita e rutilo. Estauroлита e cianita em metapelitos registram, respectivamente, fácies metamórfica anfibolito e pressão relativamente alta. Na parte sul da área ocorrem veios anatéticos, pegmatitos e granitos com muscovita, biotita e granada, registrando zona de anatexia.

Estudos microtectônicos permitiram identificar diferentes momentos de crescimento de minerais metamórficos e sua relação com a foliação principal S2. Muscovita e biotita definem uma foliação S1 que aparece dobrada e recrystalizada em flancos e charneiras de dobras da fase de deformação D2 (figura 48), dando origem a foliação S2. Portanto deve ter havido um metamorfismo precoce que deu origem a foliação S1 e um metamorfismo sin-D2 gerou a foliação principal da área, S2. O evento D3 redobrou suavemente S2 e gerou extinção ondulante fraca especialmente nos minerais micáceos.

Micas, quartzo e minerais opacos formam dobras suaves inclusas nos porfiroblastos de granada. Estas dobras internas na granada contrastam com a foliação S2 externa, na rocha, uma xistosidade de crenulação transposta. Isto sugere que a granada cresceu no início do dobramento D2, incluindo uma foliação S1 já suavemente dobrada (figuras 49 e 50). Estauroлита e cianita seguem a foliação S2 sugerindo também serem contemporâneos à fase de deformação D2 (figura 51). Como a fase D2 pode ser relacionada à evolução da Faixa Ribeira, a origem destes minerais provavelmente é relacionada ao “metamorfismo Ribeira”.

Também foi identificada clorita inclusa em granada e substituindo biotita. Possivelmente a primeira é antiga, formada antes da granada e da fase de deformação D2. A segunda pode ser interpretada como pós D2, talvez contemporânea à fase D3.

Nos anfibolitos, a associação mineralógica hornblenda+andesina+granada e alguma labradorita indica fácies anfibolito médio. Porém, simplectita de plagioclásio e diopsídio na amostra KA-240 (figura 24) pode indicar que estas rochas tenham passado por ambiente de fácies granulito ou mesmo eclogito. Além disso, a quantidade considerável de epidoto em algumas amostras (8-10%) sugere retrometamorfismo com descalcificação do plagioclásio.

Os pegmatitos e veios anatéticos indicam o início de fusão parcial e comumente são vistos dobrados pela fase de deformação D2. Em alguns afloramentos a foliação S2 é paralela ao plano axial das dobras nos pegmatitos (figura 52). Portanto, provavelmente os processos de anatexia são também contemporâneos à fase D2 e relacionados à Faixa Ribeira.

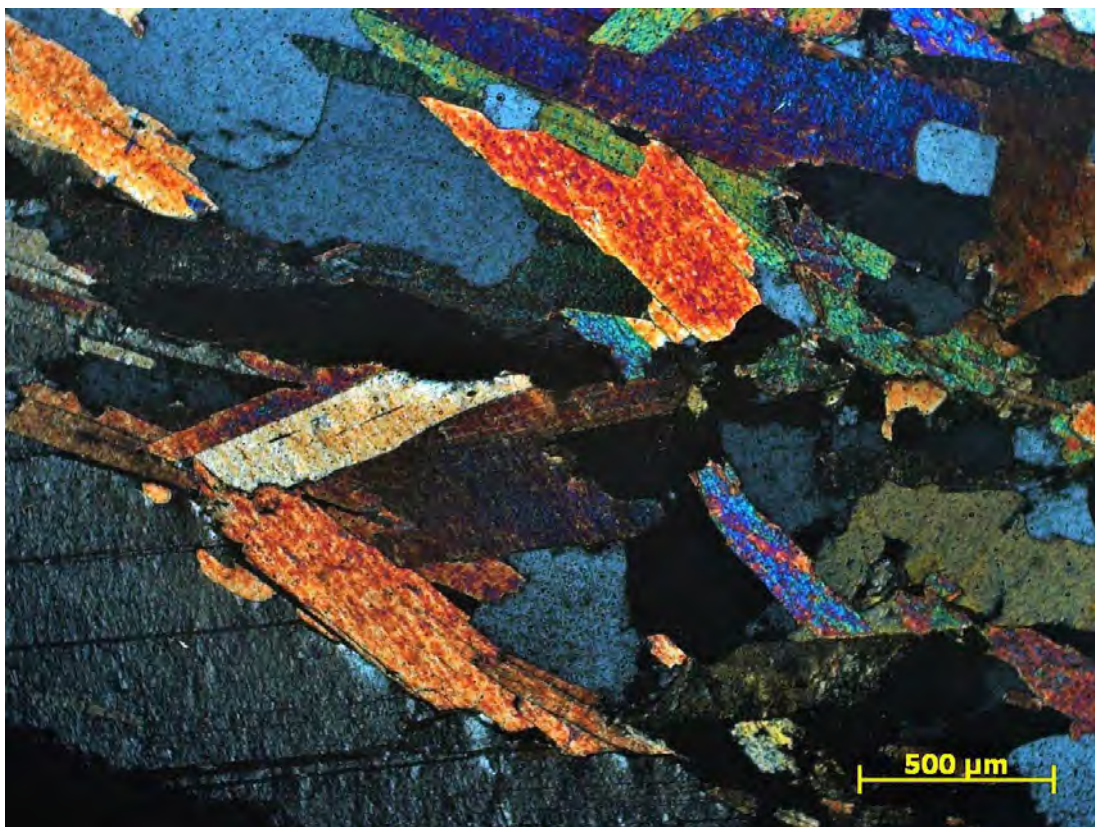


Figura 48. Arcos poligonais de muscovita definindo uma dobra D2 em xisto no ponto KA-54.

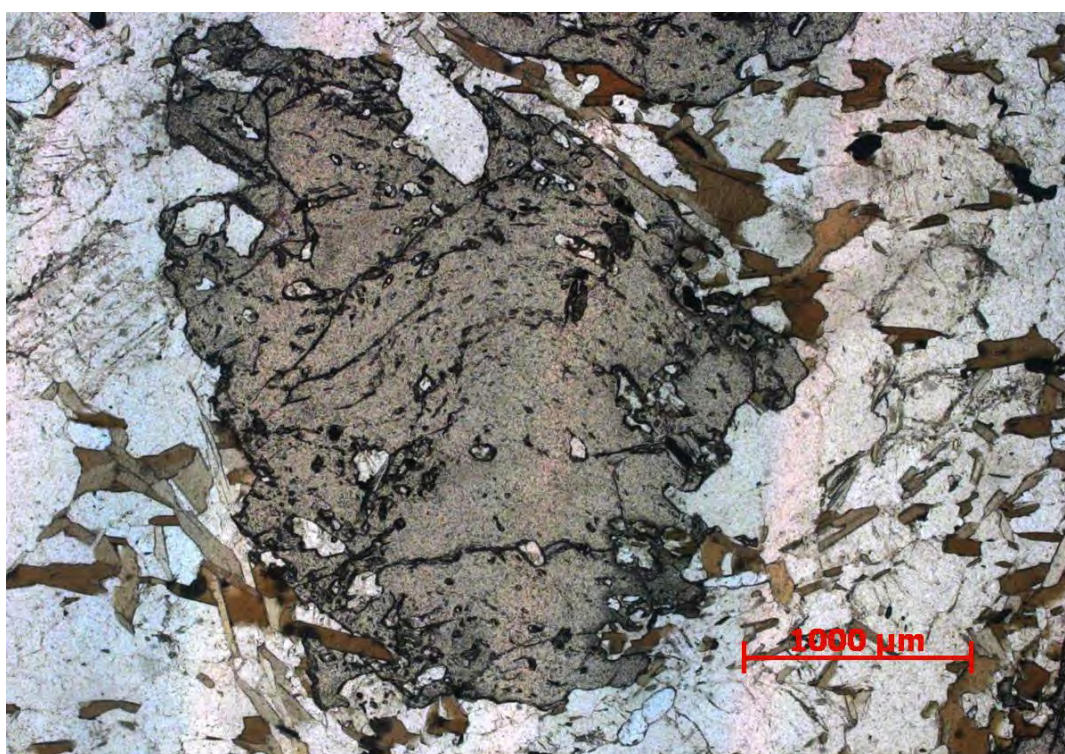


Figura 49. Porfiroblasto de granada com inclusões de dobras suaves definindo crescimento cedo-D2.

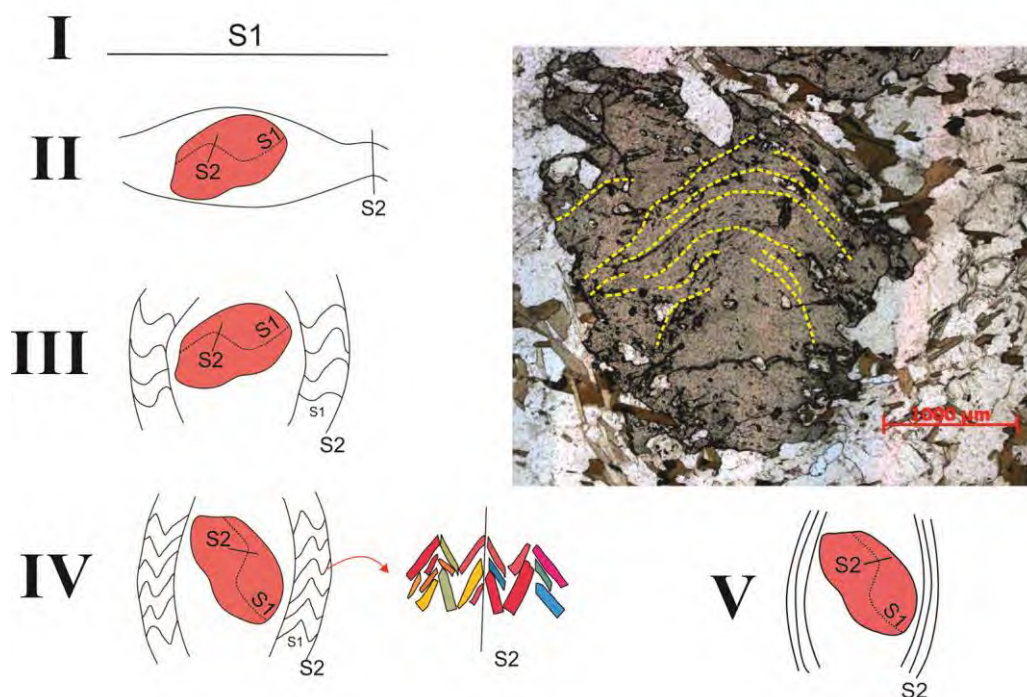


Figura 50. Esquema evolutivo de granada cedo sin-D2: I-desenvolvimento de clivagem S1, II- crescimento de granada no início do dobramento D2, III- fim do crescimento de granada e desenvolvimento de clivagem de crenulação S2, IV- rotação da granada e recristalização das micas em arcos poligonais, V- recristalização avançada e transposição para xistosidade S2. V- Transposição da clivagem S1.

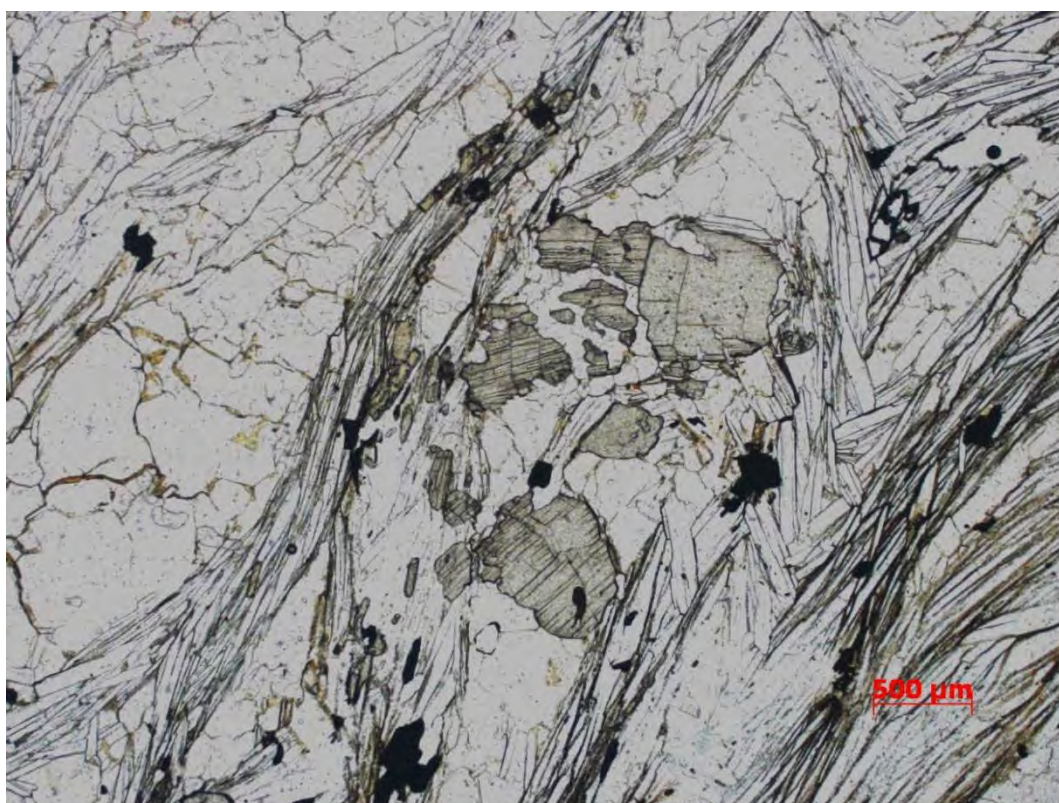


Figura 51. Estauroлита e cianita indicando fácies anfíbolito e pressão média a alta e crescimento sin D2 pelo abaulamento de S2.



Figura 52. Dobras D2 em pegmatito com a foliação do biotita xisto no plano axial. Ponto KA-303.

Os gráficos PxT da figura 53 sintetizam o registro metamórfico da área. A tabela do anexo 4 mostra as etapas de crescimento dos minerais metamórficos identificados.

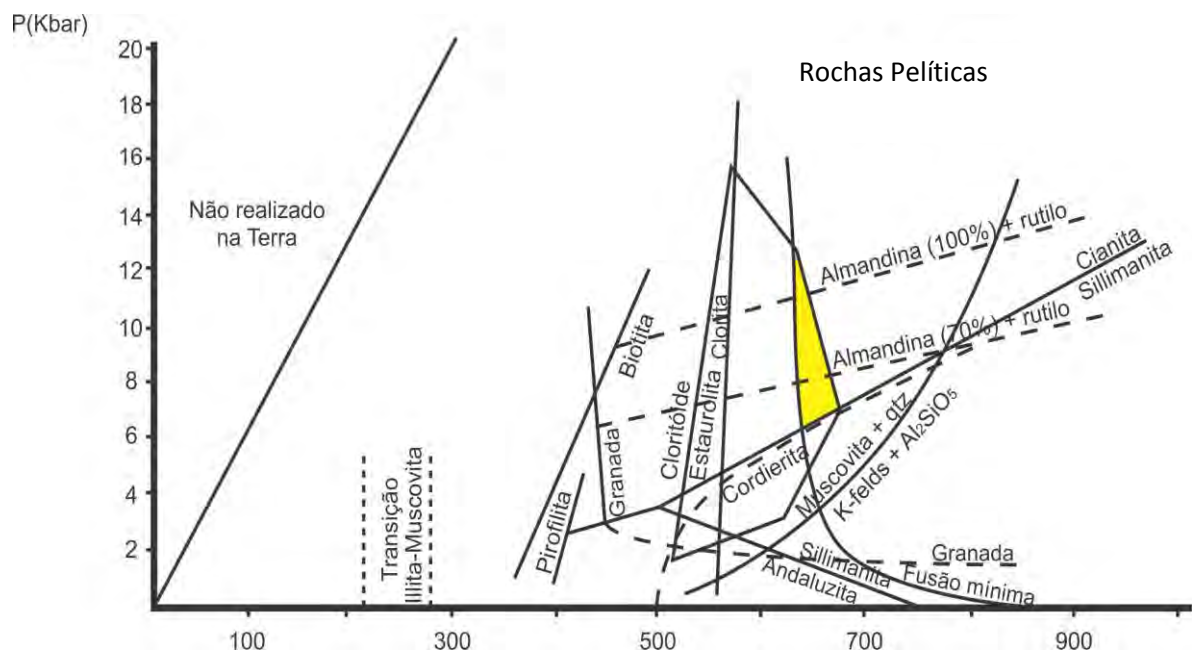


Figura 53. Gráfico P-T de Yardley (1991) para associações minerais em rochas de protólito pelítico, modificado por R. Trouw (inédito), mostrando registro de fácies anfibolito, início da zona de anatexia.

Conforme os mapas metamórficos de Trouw *et al.* (2000, 2013) uma isógrada sillimanita-in passa na área definindo uma zona com cianita e sillimanita. Entretanto, sillimanita não foi identificada na área, portanto esta isógrada deve estar mais a sul, fora da área de estudo (vide figura 8).

6. Geocronologia U-Pb

Para obtenção de dados geocronológicos em zircões detríticos foi coletada uma amostra de quartzito micáceo na base da Unidade I, no ponto KA-53 (vide anexo 4). O local foi selecionado por se tratar da base da sucessão mapeada, empurrada sobre biotita xisto da Unidade Santo Antônio (Unidade III). Idades na faixa entre 670 e 630Ma foram obtidas em zircões do biotita xisto na área de Andrelândia e adjacências por Campos Neto *et al.* (2004), C. Trouw (2008), Santos (2011) e Belém *et al.* (2011). Idades U-Pb TIMS em torno de 1,8Ga e 0,567Ga foram obtidas em zircões de quartzito xisto da Unidade I por Sollner & Trouw (1997). A amostra de quartzito aqui analisada foi coletada próximo ao ponto amostrado por Sollner e Trouw. Os dados dos zircões permitem comparar idades fonte de rochas das unidades III (biotita xisto Santo Antônio) e I (quartzito Arantina) e idades de metamorfismo.

O método utilizado foi U-Pb em zircões, por ser um sistema preciso de datação radiométrica. A ampla faixa de idades possibilita a identificação de vários eventos geológicos. O método baseia-se em duas cadeias de desintegração em separado, a série do ^{238}U para ^{206}Pb (radiogênico), com uma meia vida de 4,47 bilhões de anos e a série do ^{235}U para ^{207}Pb (radiogênico), com uma meia vida de 704 milhões de anos (figura 54). Para exposição dos dados associamos ambas razões de decaimento em um diagrama concórdia.

O processo foi o *Laser Ablation* (LA-ICP-MS, *Thermo Finnigan Neptune multicollector*), que funciona segundo o método explicado por Bernhard *et al.* (2009) com os seguintes parâmetros: o gás transportador na câmara de coleta, com um fluxo 0,35-0,45 L/min, foi o He; a frequência do *laser* foi de 7-10 Hz, 30-36 % da potência, com 0,5 a 1,2 J/cm² de energia; o diâmetro do feixe foi de 30 µm, que funcionou a uma velocidade de 1 µm/sec. Com essa relação potência x velocidade, 1 minuto foi o tempo necessário para a coleta de material do zircão, cerca de 40 ciclos por 1,049 segundos.

Elemento Pai	Elemento Filho	Meia Vida (t _{1/2})
^{238}U	^{206}Pb	4,47 Ga
^{235}U	^{207}Pb	0,704 Ga
^{232}Th	^{208}Pb	14,1 Ga

Figura 54. Tabela mostrando meia vida dos elementos radioativos do sistema U-Th-Pb.

6.1. Preparação das Amostras e Análise

Após a coleta no campo, não foi necessário britar a amostra pois trata-se de quartzito friável. Com o cuidado de não haver contaminação, a amostra foi reduzida mecanicamente, no campo, ao tamanho areia. Depois no Laboratório de Amostras Geológicas da UFRJ (LAG) ocorreram os processos de concentração e seleção de zircões (figura 55). As etapas foram:

1. **Moagem das amostras**- moagem mecânica em moinho de disco.
2. **Batéia** – processo manual de concentração de minerais pesados. O concentrado foi então secado em banho de luz.
3. **Bromofórmio** ($d=2,89$) – separação de minerais leves dos minerais pesados através de líquido denso. Seguiu-se secagem em estufa.
4. **Imã de mão** – utilizado para separar os minerais muito magnéticos.
5. **Separador Magnético Frantz** – o processo aconteceu em duas etapas: Frantz inicial e Frantz final. O que resta do Frantz inicial é utilizado no Frantz Final.
Frantz inicial: amperagem 1,0A; inclinação frontal 7°; inclinação lateral 10°.
Frantz final: amperagem 1,5A; inclinação frontal 7°; inclinações laterais 3°, 1° e 0°.
6. **Coleta de zircões** – com auxílio de lupa binocular foram coletados zircões das frações magnéticas e não magnéticas da amperagem 1,5A.

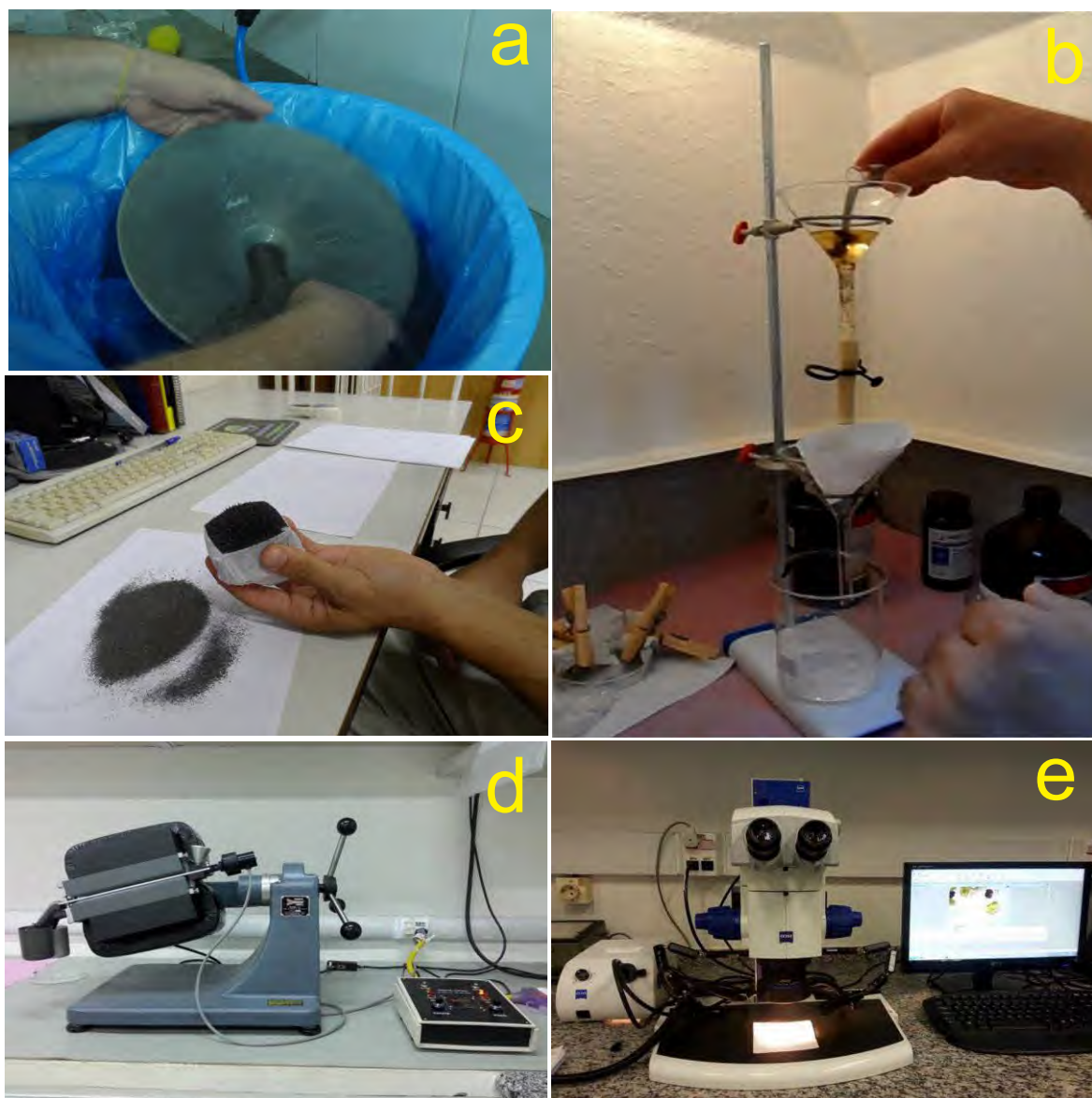


Figura 55. Fotografia das etapas de concentração de zircão para geocronologia: a) batéia; b) bromofórmio; c) imã de mão; d) separador magnético Frantz; e) coleta com lupa binocular.

Após a coleta dos zircões foi feito o imageamento dos grãos e a preparação dos *mounts* e no MULTILAB da UERJ. As etapas consistiram em:

7. Organização dos zircões – disposição dos zircões sobre fita adesiva dupla face, colagem da fita sobre lâmina de vidro.

8. Preparação do *mount* – preenchimento da lâmina com resina epóxi e solidificação da resina. A resina já com a fita de zircões acoplada foi descolada da lâmina de vidro. Este material foi então polido em uma politriz com lixa fina e depois com um pano com pasta diamantada. Aqui resultou o *mount* final.

9. Revestimento de ouro – o *mount* foi então banhado a ouro

10. Microscopia Eletrônica de Varredura (SE, CL) – foi utilizado um aparelho modelo FEI Quanta SEM 250. Imagens de elétrons secundários (SE) permitiram o mapeamento dos *mounts* mostrando a organização dos zircões. Um detector de catodoluminescência (CL) foi utilizado juntamente com o detector de Raios X para identificar zoneamentos e/ou diferenças na composição dos cristais. Foram então interpretados os possíveis significados geológicos destas diferenças. Estas imagens (SE e CL) foram também utilizadas para identificar atributos indesejáveis, como microfraturas e zonas com alto teor de urânio (zircões metamíticos), respectivamente.

11. Desmetalização – nesta etapa é retirado o revestimento de ouro através de polimento.

Após todas as etapas anteriores, foram realizadas 120 análises em zircões no LA-ICP-MS. Os dados obtidos são então tratados no software SQUID 1.02; a curva concórdia e o histograma de densidade de idades no software ISOPLOT.

Para eliminar problemas analíticos três critérios são observados. O primeiro é o percentual de concordância, descartado para resultados menores que 90% e maiores que 110%. O segundo é eliminar as análises que apresentam valores de chumbo comum ($f(206)\%$) maiores que três. O último consiste em descartar valores maiores que cinco no erro da razão $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Para idades menores que 900Ma foram utilizados os valores de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e para idades maiores são utilizados os valores de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Os procedimentos de medição são balizados por uma amostra padrão (BR), com o objetivo de calibrar o aparelho e reduzir o erro das idades obtidas. A recomendação técnica do laboratório é que sejam feitas 5 análises padrão a cada 13 análises da amostra.

As imagens de catodoluminescência revelaram que os zircões são arredondados a subarredondados, forma típica de zircões detríticos (figura 56). Além disso, são grãos claros a translúcidos que variam de alongados prismáticos até equidimensionais. Os grãos apresentam zoneamento concêntrico ou não. No primeiro caso com os eixos óticos na mesma posição em

cada zona os cristais são interpretados como ígneos. Os cristais com zonas com eixos ópticos distintos podem ser interpretados como tendo um núcleo original e sobrecrecimentos posteriores, metamórficos. Por tal razão analisa-se estas bordas. Grãos irregulares e aparentemente metamíticos, possivelmente metamórficos também foram analisados.

6.2. Resultados preliminares

Devido a problemas mecânicos com o LA-ICP-MS, os dados não foram tratados em tempo hábil, com isso serão expostos aqui somente os resultados obtidos durante as análises, sem as correções finais. Portanto, são dados preliminares.

Dos 120 grãos analisados, 102 a princípio são concordantes. Os grãos discordantes foram descartados e não aparecem na tabela da figura 57. Os dados preliminares mostram o seguinte: a) somente quatro grãos arqueanos com idades concordantes, b) uma concentração de idades paleoproterozóicas majoritariamente por volta de 1,8Ga, c) a grande maioria das idades entre 1,0 e 1,5Ga, d) zircão ígneo mais jovem fornecendo idade de $0,974 \pm 12$ Ga. Algumas idades entre 620 e 587 Ma obtidas em borda de grãos metamíticos foram consideradas metamórficas.

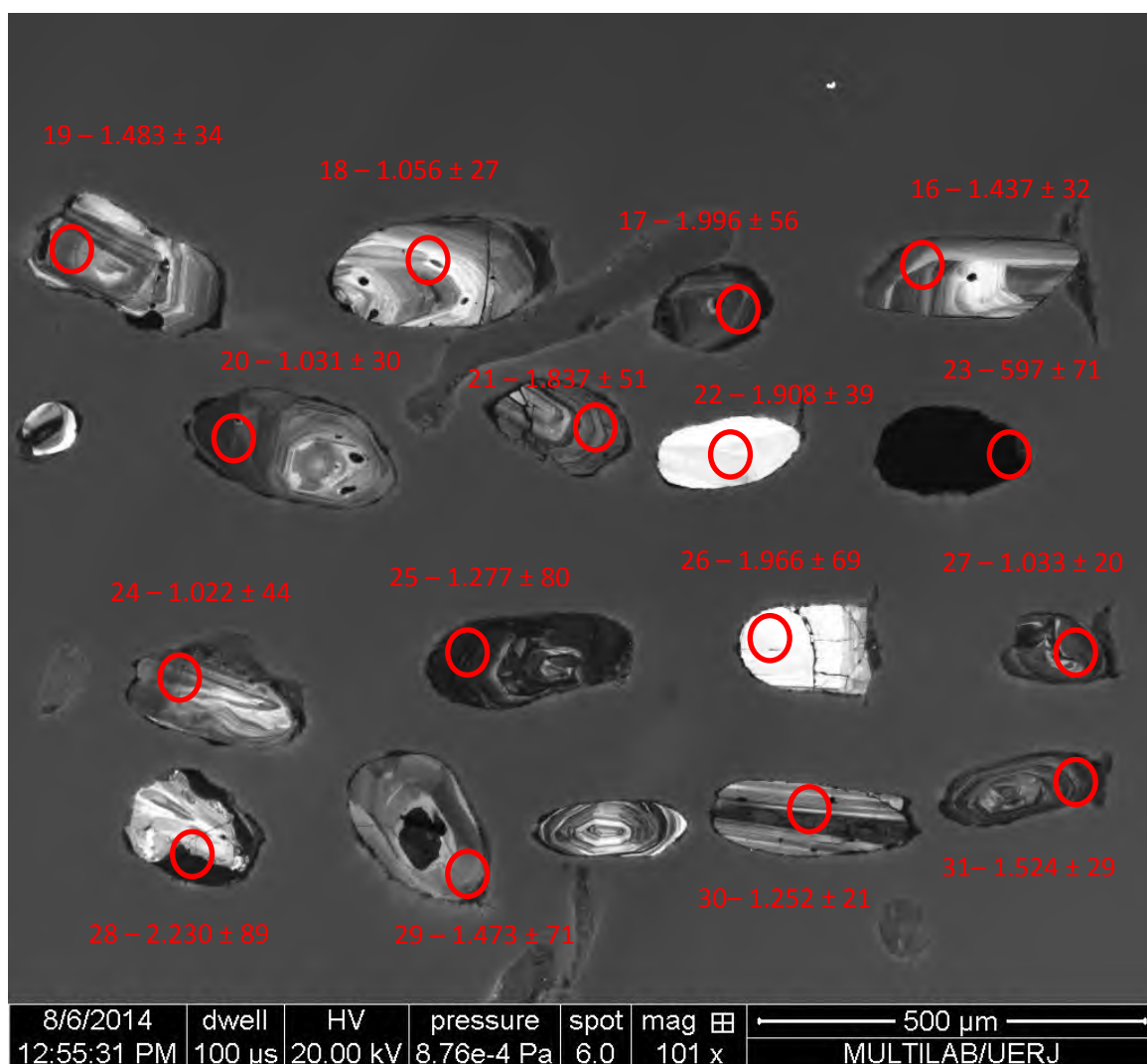


Figura 56. Imagem de catodoluminescência mostrando as análises 16 a 31, com o local do tiro de laser marcados em círculo vermelho e a idade obtida.

Análise	Idade (Ma)	±	Análise	Idade (Ma)	±	Análise	Idade (Ma)	±
1	1536	56	35	1888	13	69	1464	64
2	1439	76	36	2432	31	70	1534	44
3	1188	9	37	1113	39	71	2512	49
4	1230	11	38	1257	23	72	981	31
5	1295	9	39	1086	18	73	1109	29
6	1038	51	40	1921	61	74	1258	21
7	1724	16	41	2716	36	75	1365	44
8	1480	80	42	2210	8	76	1357	40
9	1068	7	43	1142	21	77	1021	18
10	1864	81	44	1805	62	78	2286	43
11	1671	19	45	1565	39	79	1004	53
12	1517	24	46	1343	37	80	1552	39
13	1717	75	47	1242	31	81	2100	13
14	1338	62	48	2307	65	82	1721	28
15	1084	29	49	1022	55	83	1031	63
16	1437	32	50	974	44	84	1421	35
17	1996	56	51	616	9	85	1977	7
18	1056	27	52	1266	64	86	1634	6
19	1483	34	53	983	12	87	989	24
20	1031	30	54	1491	70	88	608	38
21	1837	51	55	1514	6	89	1243	16
22	1908	39	56	1801	12	90	1859	31
23	597	71	57	1999	57	91	1046	34
24	1022	44	58	998	23	92	1122	13
25	1277	80	59	1622	58	93	979	32
26	1966	69	60	598	63	94	1865	9
27	1033	20	61	1789	55	95	2203	17
28	2230	89	62	1024	39	96	2209	33
29	1473	71	63	1147	44	97	1215	39
30	1252	21	64	1086	36	98	1963	20
31	1524	29	65	2171	8	99	1054	14
32	993	8	66	620	50	100	1103	13
33	1376	50	67	2807	13	101	1179	18
34	1898	12	68	1012	51	102	1484	5

Figura 57. Tabela mostrando todas as idades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ou $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas nos zircões detríticos

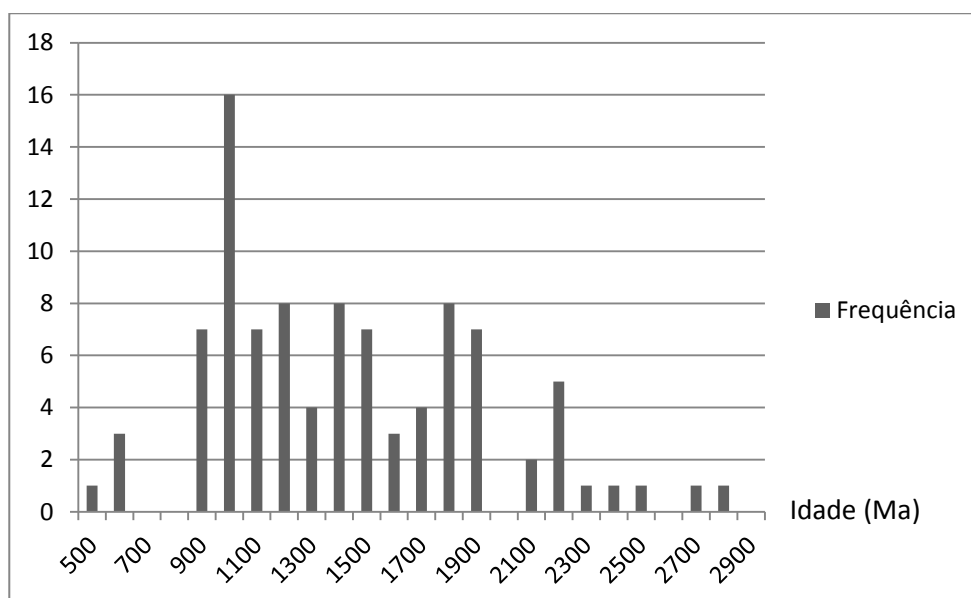


Figura 58. Gráfico mostrando a distribuição das idades em intervalos de 100 Ma.

6.3. Discussões

Os dados ainda são preliminares porém, permitem uma interpretação prévia da possível área fonte dos protólitos, da idade de deposição dos sedimentos e do metamorfismo.

Os zircões detríticos do quartzito amostrado na Unidade I revelam uma ampla dispersão de idades concordantes. Valores de 2807 a 974 Ma representam a área fonte do protólito. Se tratando de um conjunto alóctone a definição das possíveis áreas fonte é mais imprecisa. A contribuição arqueana pode ser oriunda de blocos crustais pré-Cráton São Francisco, como o que inclui o Complexo Campo Belo a noroeste de Andrelândia (Paciullo *et al.*, 2008). As idades paleoproterozóicas, até cerca de 1,8 Ga, podem refletir proveniência do Cinturão Mineiro (Teixeira *et al.* 2000).

A maior parte das idades está na faixa entre 1,8 Ga e 1,0 Ga. Estas idades mais novas podem ser relacionadas aos episódios de tectonismo no sistema intracratônico Espinhaço. Cristais de zircão ígneo com idades em torno de 1.8Ga foram encontrados no Xisto Costas na região da Serra da Pimenta a noroeste de Andrelândia. O protólito do xisto foi interpretado como uma rocha vulcanica ou vulcanoclástica relacionada ao rifteamento Estateriano, ou seja, Espinhaço (Valeriano *et al.*, 2008). Zircões detríticos da Formação Tiradentes que forneceram idades em torno de 1,4Ga e 1,5Ga também podem ter sido ressedimentados nos depósitos que deram origem ao Grupo Andrelândia. Além disso grãos de zircão mais novos, de cerca de 1.2Ga, podem refletir os eventos mais novos no rifteamento Espinhaço (Chemale *et al.* 2012; Ribeiro *et al.*, 2013). Parte destas fontes podem também se encontrar cobertas por sucessões de rochas metassedimentares neoproterozóicas (Valeriano *et al.*, 2008).

As possíveis idades metamórficas correlacionam razoavelmente com os eventos metamórficos relacionados à faixa Brasília no intervalo 640-610 Ma (Valeriano *et al.*, 2008) e relacionados à faixa Ribeira com auge entre 590-560 Ma (Heilbron *et al.*, 2008).

Como mostram Paciullo *et al.* (2000) as sucessões quartzíticas da nossa Unidade I (parte da Unidade Arantina daqueles autores; Anexo I) estariam estratigraficamente acima e/ou lateralmente ao biotita xisto da Unidade III (Unidade Santo Antonio de Paciullo *et al.*, 2000; Anexo 1). Esta visão é compartilhada por Campos Neto *et al.* (2004), C. Trouw (2008), Santos (2011) e Belém *et al.* (2011). Estes autores obtiveram idades em torno de 640Ma para o biotita xisto da Unidade III. Nossas análises geocronológicas preliminares e o mapa geológico mostram uma compartimentação estratigráfica diferente: o biotita xisto mais novo, com zircões de até 640Ma, está estratigraficamente acima dos xistos da Unidade II e portanto também dos quartzitos da Unidade I que contém zircões com idades em torno de 1,0 Ga.

A seção geológica em Andrelândia é muito semelhante a da Klippe Carrancas, a norte. Na base ocorrem quartzitos que passam a uma sucessão de filitos, xistos e quartzitos. O conjunto é coberto em aparente discordância por biotita xisto e empurrado sobre o próprio biotita xisto. A sucessão de Carrancas, Luminárias, São Tomé das Letras e áreas adjacentes é interpretada como uma sequência com paragneisses basais, quartzitos transgressivos e metapelitos e quartzitos de mar alto, coberta em discordância por biotita xisto (cf. figura 13). As unidades I e II de Andrelândia podem então ser interpretadas como depósitos da ressedimentação da sucessão plataformar de Carrancas, como mostra a figura 13. O biotita xisto representaria uma sequência mais nova que tem sido interpretada como uma sucessão de bacia relacionada ao Orógeno Brasília, com parte de sua fonte no arco e posterior *nappe* Socorro-Guaxupé (cf. Trouw *et al.*, 2013; Campos Neto *et al.*, 2004; 2007).

7. Conclusões

O mapeamento geológico na área de Andrelândia permitiu a identificação e separação de quatro unidades litoestratigráficas distintas: I- quartzitos grossos micáceos e quartzito xistos; II- granada muscovita biotita xisto e gnaiss, com intercalações de bancos tabulares de espessura centimétrica a decamétrica de quartzito e quartzito xisto; bancos centimétricos de rocha calcissilicática, granada quartzitos ora com almandina ora com espessartita (gondito) e, corpos de espessuras até métricas de anfíbolitos e rochas metaultramáficas (talco e clorita xistos). É comum a associação dos granada quartzitos com anfíbolito ou xisto ultramáfico. III- biotita xisto homogêneo. A quarta unidade é um granada anfíbolito na base da sucessão.

Os protólitos dos quartzitos e quartzito xistos da unidade I podem ser interpretados como quartzito-vaques ou quartzito-arenitos transicionais a vaques. Os protólitos dos xistos e gnaisses da unidade 2 devem ter sido pelitos e semi-pelitos ou vaques feldspáticas aluminosos ricos em ferro. As rochas calcissilicáticas devem representar margas (hemi)pelágicas. Já os granada quartzitos, tanto com almandina como com espessartita, devem ser o registro de antigas camadas de chert ferruginoso ou manganésífero. Os anfíbolitos devem ter sido corpos basálticos que formavam derrames ou soleiras rasas. Os xistos metaultramáficos registram a presença de corpos ultrabásicos, cumulados oceânicos associados aos anfíbolitos, ou manto exposto no fundo da bacia de sedimentação.

Os protólitos dos biotita xistos da Unidade III podem ser interpretados como vaques feldspáticas e possíveis diamictitos glaciais. Alguns truncamentos no mapa sugerem que os sedimentos originais teriam sido depositados em discordância sobre as sucessões das unidades I e II.

O granada anfíbolito na base da unidade I deve ter sido, assim como os anfíbolitos da da Unidade II, rocha basáltica.

Na área ocorrem foliações e estruturas – dobras, lineações, que permitem reconhecer três fases de deformação, D1, D2 e D3.

Dobras abertas com planos axiais íngremes de traço norte-sul e eixos de baixo caimento pra sul ou norte caracterizam a fase de deformação D3. As dobras deformam os contatos litológicos e a foliação principal.

A foliação principal é uma xistosidade de crenulação ou crenulação transposta. Esta foliação de crenulação é plano axial de dobras abertas até apertadas de várias escalas, que tem planos axiais mergulhando em média 70 graus para SE e eixos de baixo caimento para NE ou SW. Este conjunto caracteriza a segunda fase de deformação D2.

A primeira fase de deformação D1 deu origem uma foliação S1 que foi crenulada e transposta por D2. Esta foliação ocorre também em dobras suaves dentro de granada. S1 deve ter sido contemporânea aos empurrões e dobras D1.

Muscovita, biotita, granada, estaurolita, cianita e veios anatéticos caracterizam o metamorfismo nas rochas pelíticas e semi-pelíticas da área. Andesina é o plagioclásio que foi verificado nos anfíbolitos. Esta associação indica metamorfismo na fácies anfíbolito de pressão elevada. Porém, simplectitas de plagioclásio e diopsídio no granada anfíbolito basal evidenciam que as rochas estiveram em fácies de mais alto grau, granulito ou eclogito. Sugerem então que toda a sucessão pode ter sido retrometamorfisada para fácies anfíbolito. Nos mapas metamórficos de Trouw et al. (2000, 2013) uma isograda sillimanita-in passa na área definindo uma zona metamórfica com cianita e sillimanita. Como não encontramos sillimanita esta isógrada deve estar mais a sul da área de estudo (vide item 5).

Muscovita e biotita definem a foliação que aparece dobrada, transposta e recrystalizada nas dobras da fase de deformação D2 (figura 48), dando origem a foliação S2. Portanto deve ter havido um metamorfismo sin-D1 e também metamorfismo sin-D2 que gerou a foliação principal S2. O evento D3 redobrou S2 e gerou extinção ondulante fraca em alguns minerais.

Micas, quartzo e minerais opacos formam dobras suaves inclusas na granada que contrastam com a foliação de crenulação transposta da rocha –S2. Isto sugere que a granada é cedo sin-D2. Estaurolita e cianita seguem S2 sugerindo também serem sin-D2. Também foi identificada clorita inclusa em granada e substituindo biotita. A primeira foi formada antes da granada e, portanto pré-D2. A segunda pode ser interpretada como pós D2, talvez contemporânea a fase de deformação D3.

Comparando os dados estruturais com a literatura podemos relacionar a fase D2, contração NW-SE, com a evolução da Faixa Ribeira. Os principais minerais metamórficos – granada, estaurolita e cianita, seriam então vinculados ao “metamorfismo Ribeira”. A foliação S1, empurrões e dobras isoclinais deformados por D2 registrariam a fase D1. Veios de quartzo assimétricos sin-D1 sugerem transporte tectônico para nordeste. Assim, conforme a literatura, a fase de deformação D1 poderia ser atribuída a evolução da Faixa Brasília.

Uma fonte variada de zircões detríticos foi obtida no quartzito basal da Unidade I. Destaca-se a grande quantidade de grãos de proveniência desconhecida, com idades entre 1,7 e 1,0 Ga. Vários grãos forneceram idades em torno de 1,0 que seria a idade máxima de deposição. Se estes dados se confirmarem, diferem da proposta de Campos Neto *et al.* (2004, 2007) que consideram este quartzito como a sucessão de topo, acima do biotita xisto (Unidade III) que tem idade em torno de 650Ma.

Zircões metamíticos forneceram idades entre 620 e 587 Ma possivelmente metamórficas, condizentes com as interpretadas como do auge metamórfico nas faixas Brasília e Ribeira.

Diferenças foram encontradas durante o mapeamento em relação a outros mapas que abragem a área. No mapa de Paciullo *et al.* (2003) ocorre uma lasca de ortognaisse do embasamento que separa as *nappes* Andrelândia e Liberdade. Neste trabalho este mesmo gnaisse foi considerado um paragnaisse da Unidade II. Também não foram identificados por Paciullo *et al.* (2003) e Campos Neto *et al.* (2004, 2007) os contatos truncados que sugerem falhas de empurrão e/ou discordâncias. Campos Neto *et al.* (2007) mostram, nas serras de Santo Antônio e do Turvo, empurrões vergentes para NE. Porém a organização estratigráfica utilizada por esses autores difere deste trabalho, o que gera interpretações diferentes quanto a posição dos empurrões. Os autores também marcam um contato semelhante ao de Paciullo *et al.* (2003) entre as *nappes* Andrelândia e Liberdade. Com isso, o contato estabelecido nos trabalhos anteriores entre estas *nappes* torna-se incerto se comparado ao do presente trabalho. Uma sugestão, com base no mapeamento e seções geológicas apresentados aqui, é de que este contato está entre o biotita xisto da Unidade III e o anfibolito na base da Unidade I.

Referências Bibliográficas

- Ávila, C.A., Teixeira, W., Cordani, U.G., Moura, C.A.V., Pereira, R.M., 2010. Rhyacian (2.23-2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 464-482.
- Andreis, R. R.; Ribeiro, A.; Paciullo, F. V. P. 1989a. Ciclos Depositionais no Proterozóico das Folhas Barbacena e Divinópolis, 1:250.000). In: I SIMP. GEOL. SUDESTE, Rio de Janeiro, 1989. *Resumos...* Rio de Janeiro, SBG, p. 97-98
- Andreis, R. R.; Paciullo, F. V. P.; Ribeiro, A. 1989b. Caracterização preliminar nos Ciclos Depositionais Proterozóicos do Sudeste de Minas Gerais (Folhas Barbacena e Divinópolis, 1:250.000). In: I SIMP. GEOL. SUDESTE, Rio de Janeiro, 1989. *Resumos...* Rio de Janeiro, SBG, p. 101-102.
- Barbosa, O. 1954. Évolution du géosynclinal Espinhaço. In : INTER. GEOL. CONGR. 19, Alger, 1952, *Comptes Rendus*, Alger, sec. 13, fasc. 14, p. 17-36.
- Belém, J.; Pedrosa-Soares, A.C.; Noce, C.M.; Silva, L.C.; Armstrong, R.; Fleck, A.; Gradim C.; Queiroga, G. 2011. Bacia precursora versus bacias orogênicas: exemplos do Grupo Andrelândia com base em datações U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão e análises litoquímicas. *Geonomos*, 19(2) 2224-243, 2011.
- Bernhard, M.B.; Pimentel, M.M.; Massimo, M.; Dantas, E. L., 2009. High Spatial Resolution Analysis of Pb and U Isotopes For Geochronology by Laser Ablation Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (La-Mc-Icp-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 81, p. 99-114.
- Campos Neto, M. C., Basei, M. A. S., Vlach, S. R. F., Caby, R., Sazbó, G. A. J. & Vasconcelos, P., 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses; um esboço da colagem brasileira no sul do Cráton São Francisco, SE, Brasil. *Geologia USP: Série Científica*, 4(1), 13-40
- Campos Neto, M. C., Janasi, V. A., Basei, M. A. S., Siga Junior, O., 2007. Sistema de *Nappes* Andrelândia, setor oriental: Litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4-suplemento):47-60.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Janasi, V.A., Moraes, R., 2011. Orogen Migration and tectonic setting of the Andrelândia nappe system: an Ediacaran Western Gondwana Collage, South of São Francisco Craton. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 393-406.
- Coutinho J.M.V. 1968. O gnaiss alcalino da Serra do Matola. Cadeira de Mineralogia e Petrologia nº 15, Boletim nº 292, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, São Paulo, 135 p.
- Ebert, H. 1967. A estrutura pré-cambriana do Sudeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. *Boletim Paranaense de Geociências*, 26:42-45

Ebert, H. 1968. Ocorrências das fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica; hipóteses sobre a sua origem. *An. Acad. Bras. Ciências*, **40**, suplemento, p.215-219.

Ebert, H. 1971. Os Paraíbaes entre São João Del Rei, MG e Itapira, SP, e a bifurcação entre Paraíbaes e Araxaiades. *Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras de Rio Claro*, SP. (Boletim Especial 1). Publicado "in memoriam" pela SBG, Núcleo São Paulo, p. 72-103.

Ebert, H. 1984. *Aspectos da Geologia da região de São João del Rei. Os Paraíbaes entre São João del Rei e Itapira e a Bifurcação entre Paraíbaes e Araxaiades (in memoriam)*. SBG-SP ed., São Paulo, 114p.

Heilbron, M. 1984. *Evolução metamórfica-estrutural da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas Gerais, MG*. Dissertação de Mestrado, IGEO/UFRJ, Rio de Janeiro, 151 p.

Heilbron, M., Valeriano, C.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Siga Jr., O., Trouw, R.A.J., 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito-Neves, B.B., de Wit, M. (Eds.), West Gondwana pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region. Journal Geological Society London, Special Publication 294, 211-232.

Heilbron, M., Mohriak, W., Valeriano, C. M., Milani, E., Almeida, J. C. H. & Tupinambá, M. 2000. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: Mohriak, W. U. & Talwani, M. (Eds), Atlantic Rifts and Continental Margins. Whashington, Am. Geoph. Union, Geoph Monogr. Ser 115; 1-32

Heilbron, M.; & Machado, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, **125**,: 87-112

Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos Neto, M. C.; Silva, L. C; Trouw, R. A. J. & Janasi, V. A., 2004. Província Mantiqueira. In: *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Organizadores: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R. & Brito Neves, B. B. São Paulo; BECA, 674p.

Heilbron, M.; Valeriano, C. M.; Tassinari, C. C. G.; Almeida, J. C. H.; Tupinambá, M.; Siga, O. & Trouw, R. A. J., 2008. Correlation of Neoproterozoic Terranes Between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African Counterpart: Comparative Tectonic Evolution and Open Questions. In: West Gondwana. Eds Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito Neves, B. B. & De Wit, M. J. 211-238.

Hoffmann, K. H.; Condon, D. J.; Bowring, S. A.; Crowley, J. L., 2004. U-Pb Zircon Date from the Neoproterozoic Ghaub Formation Namibia: constraints on Marinoan Glaciation. *Geology* 32, 817-820.

Junho M.C.B., Silva R.R., Weidemann C.M. 1989b. Leucogranitos do Grupo Andrelândia, sul de Minas Gerais. In: SBG/MG, Simp. Geol. Núcleo Minas Gerais, 5, Belo Horizonte. *Anais*, **10**:223-227.

- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277- 279.
- Leonardos, O. H. 1940. Tilito metamórfico de Carandaí, Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **12** (4):243-259
- Paciullo, F. V. P. 1992. Orto-anfibolitos no Ciclo Depositional Andrelândia: composição química e ambiente tectônico. In: CONG. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Resumos...*, São Paulo, SBG, v., p.
- Paciullo F.V.P. 1997. *A sequência deposicional Andrelândia*, Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 245 pp.
- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis R.R., Trouw R.A.J. 2000. The Andrelandia basin, a Neoproterozoic intraplate continental margin, Southern Braslia. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:200-202.
- Paciullo F.V.P., Trouw R.A.J., Ribeiro A. 2003. Geologia da Folha AndreIndia. In:A.C. Pedrosa-Soares, C.M. Noce, R.A.J.Trouw, M. Heilbron(orgs.) *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro, Projeto Sul de Minas*, 1:84-120.
- Peternel, R., Trouw, R. A. J., Schmitt, R. 2005. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira, no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 35, 297-310.
- Ribeiro, A. 1983. Mapeamento geológico-estrutural da área de Itumirim, sul de Minas Gerais. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais 2, 1983, Belo Horizonte. Boletim do Simpósio de Geologia de Minas Gerais 2. Belo Horizonte: Sociedade BRasileira de Geologia, Núcleo Minas Gerais, 1983. v. 1. p. 461-468.
- Ribeiro, A., Paciullo, F. V. P., Andreis, R. R., Trouw, R. A. J., Heilbron, M. 1990. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton São Francisco: análise da região de São João del Rei e Andrelândia, MG. In: SBG, Congr. Bras. Geol. 36, *Anais*, **6**:2605-2614.
- Ribeiro A., Andreis R.R., Trouw R.A.J., Paciullo F.V.P., Valena J.G. 1995. Evolu^o das bacias proterozicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do CrÆton do S^o Francisco. *Rev.Bras. Geoc.*,**25**:235-248
- Ribeiro, A. 1997. *Estratigrafia e paleoambientes nas sucessões metassedimentares proterozóicas das serras do Lenheiro e São José, São João del Rei, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, IGEO-UFRJ, 167 pp
- Ribeiro, A., Ávila, C.A., Valença, J.G., Paciullo, F.V.P., Trouw, R.A.J, 2003a. Geologia da Folha São João del Rei 1:100.000 In: Pedrosa-Soares, A.C. Noce, C.M., Trouw, R., Heilbron, M. (Eds), *Projeto Sul Minas, Etapa 1: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro*. Companhia Mineradora de Minas Gerais, pp. 521-622.
- Ribeiro A.; Teixeira, W.; Dussin, I.A.; Ávila, C.A.; Nascimento, D. 2013. U–Pb LA-ICP-MS detrital zircon ages of the São João del Rei and Carandaí basins: New evidence of intermittent Proterozoic rifting in the São Francisco paleocontinent. *Gonwana Research* (2013).

Santos, P. S. 2011. *Geocronologia, Área Fonte e Ambiente Tectônico da Unidade Santo Antônio – Megassequência Andrelândia*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Söllner, F.; Trouw, R.A.J. 1997. The Andrelândia depositional cycle (Minas Gerais, Brazil), a post-Transamazonian sequence south of the São Francisco craton: evidence from U-Pb dating on zircons of a metasediment. *Journal of South American Earth Sciences*.

Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock, its proper name. *Earth Science Review*, 12(1): 1-33.

Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J., Noce, C.M., Carneiro, M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. *In*: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campo, D.A. (eds), *Tectonic Evolution of South America. Thirty-first International Geological Congress*, Rio de Janeiro, Brazil. P.101-137.

Trouw, C. C. 2008. *Mapeamento da Folha Virgínia-MG. Geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircão e interpretação geotectônica*. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Trouw, R. A. J.; Ribeiro, A.; Paciullo, F. V. P. 1980. Evolução estrutural e metamórfica de uma área a SE de Lavras, MG. *In*: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Balneário Camboriú, SC, 1980. Anais..., vol.5, Balneário Camboriú, p. 2773.

Trouw, R. A. J.; Ribeiro, A.; Paciullo, F. V. P. 1983. Geologia Estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. *Acad. Bras. Ciênc.*, **55** (1), p. 71-85.

Trouw, R. A. J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F. V. P., Valeriano, C. M., Almeida, J. C. H., Tupinambá, M. and Andreis, R. R. 2000. The central segment of the Ribeira Belt. *In*: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. and Campos, D. A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*, Int. Geol. Congress, 31, Rio de Janeiro, Brazil (2000), pp. 287-310.

Trouw, R.A.J.; Ribeiro, A. & Paciullo, F.V.P. 2003. Geologia da Folha Caxambu. *In*: *Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Brasileiro*. Companhia Mineradora de Minas Gerais (COMIG); Secretaria de Desenvolvimento Econômico, Governo de Minas Gerais.

Trouw, R. A. J.; Heilbron, M.; Tupinambá M.; Ribeiro, A. The Ribeira and Brasília belts in the context of West Gondwana. *Gondwana 14-reuniting Gondwana: East meets West*. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2011 (Guia de excursão geológica).

Trouw, R. A. J.; Peternel, R.; Ribeiro, A.; Heilbron, M.; Vinagre, R.; Duffles, P.; Trouw, C. C.; Fontainha, M.; Kussama, H. H. 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 48 (2013): 43-57.

Valeriano, C.M., Pimentel, M.M., Heilbron, M., Almeida, J.C.H. & Trouw, R.A.J., 2008. Tectonic evolution of Brasília Belt, central Brazil and early assembly of Gondwana. *In* *West Gondwana*. Eds Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & De Wit, M.J. 211-238.

Valladares, C.S.; Machado, N.; Heilbron, M.; Gauthier, G. 2004. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions South of the São Francisco craton, Brazil: implications for the evolution of proterozoic basins. *Gondwana Research*, 7(4):913-921.

Yardley, B.W.D., 1991. An introduction to metamorphic petrology. New York: Longman: Earth Science Series. 248p

Anexo I:

Autor	Ebert (1968-1984)	Ribeiro e Heilbron (1982)	Trouw <i>et al.</i> (1983)	Paciullo <i>et al.</i> (2000, 2003)	Campos Neto <i>et al.</i> (2004, 2007)	Belém <i>et al.</i> (2011)	Este Trabalho
divisão estratigráfica	Grupo Andrelândia	Grupo Andrelândia	Grupo Andrelândia	Megassequência Andrelândia	Sistema de <i>Nappes</i> Andrelândia	Grupo Andrelândia	Unidades Andrelândia
		área de São Vicente – Andrelândia		Sequência Serra do Turvo	<i>Nappe</i> Andrelândia	Superior	Unidades I (basal), II e III (superior)
	micaxistos claros, com muscovita, granada, cianita, estaurolita e rutilo em mais alto grau metamórfico = Grupo Varginha	Quartzito, quartzo xisto e muscovita biotita xisto	<u>Xisto Cachoeira das Marias</u> Biotita muscovita xisto grosso, anfibolito e rocha calcissilicática	<u>Unidade Arantina (A6)</u> biotita-muscovita xisto/gnaiss e intercalações de quartzito, quartzo xisto, anfibolito, gondito e rochas metaultramáfica e calcissilicática	<u>Xisto Serra da Boa Vista</u> unidade de topo Quartzito/quartzo xisto e Muscovita xisto	biotita-muscovita xisto/gnaiss grosso, quartzito, quartzo xisto, calcissilicática e anfibolito	II muscovita biotita xisto/gnaiss, anfibolito, quartzito/quartzo xisto, gondito, calcissilicática e metaultramáfica
					<u>Xisto Rio Capivari</u> unidade basal micaxistos, anfibolitos e calcissilicática		I quartzito micáceo transicional a quartzo xisto
	micaxistos escuros, com biotita, plagioclásio e geralmente granada	Biotita xisto homogêneo, intercalações de anfibolito e quartzito	<u>Xisto Santo Antônio</u> Biotita xisto homogêneo gradando a gnaiss fino	<u>Unidade Santo Antônio (A5)</u> Biotita xisto homogêneo gradando a gnaiss fino	<u>Xisto Santo Antônio</u> unidade intermediária Muscovita biotita xisto homogêneo , intercalações de anfibolitos com dezenas de metros de espessura e de quartzitos	biotita xisto feldspático	III plagioclásio biotita xisto homogêneo
			Grupo Carrancas	Sequência Carrancas	Sistema de Cavalgamentos Carrancas	Inferior	
			<u>Formação Campestre</u> Filito cinza e quartzito	<u>Unidade Campestre (A4)</u> Filito e xisto cinza, estaurolita xisto grosso, quartzito		filitos/xistos cinzentos	correlata da unidade II
	quartzitos puros ou com muscovita, cianita e granada		<u>Formação São Tomé das Letras</u> Quartzito com mica esverdeada	<u>Unidade São Tomé das Letras (A3)</u> Quartzito e xisto mica esverdeada		quartzitos com micas esverdeadas	correlata da unidade I
	metarcóseos listrados, com camadas de biotita	Biotita gnaiss fino, quartzito, filito grafitoso e biotita xisto	Biotita gnaiss fino bandado, intercalações de quartzitos, xistos anfibolito, rochas metaultramáficas e calcissilicáticas	<u>Unidade São Vicente (A1+A2)</u> A1 biotita gnaiss bandado, anfibolito, metachert, gondito e metaultramáficas A2 biotita gnaiss bandado quartzitos, filitos e xistos cinzentos, anfibolito, metachert, gondito, rochas metaultramáficas e calcissilicáticas		paragneisses bandados, anfibolitos, quartzitos, filitos/xistos cinzentos com quartzitos na base	Biotita gnaiss bandado

Anexo 1. Tabela mostrando as divisões litoestratigráficas do Grupo Andrelândia na área de Andrelândia e adjacências.
Notar que a Unidade III, considerada topo da sucessão, aparece abaixo da I para fins de correlação litoestratigráfica com o biotita xisto homogêneo dos outros autores. A Unidade I corresponde em parte ao Xisto Serra da Boa Vista e a Unidade II ao Xisto Rio Capivari, ambos xistos definidos por Campos Neto *et al.* (2004, 2007).

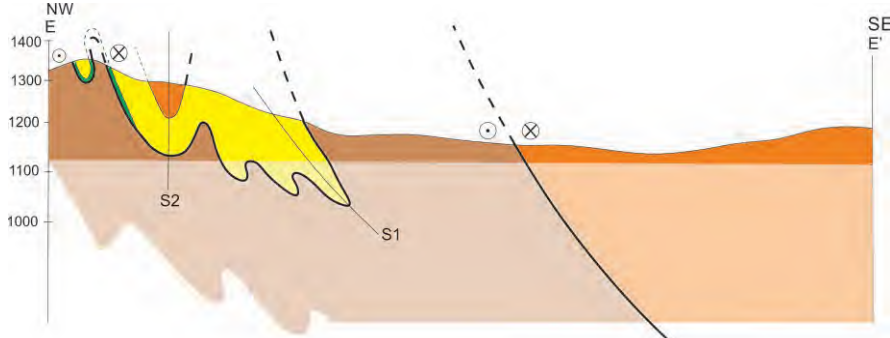
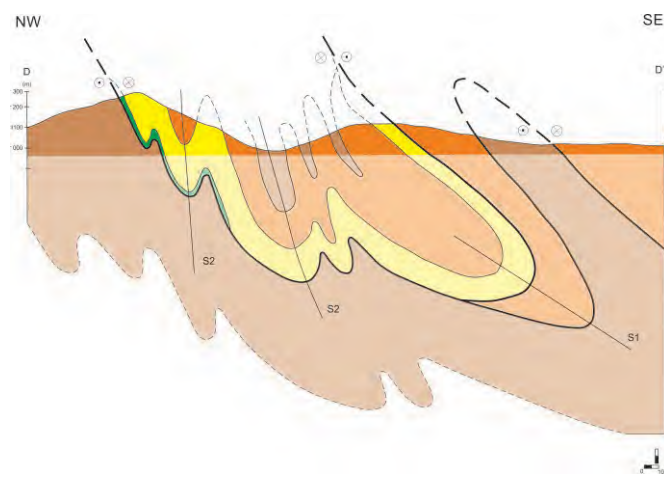
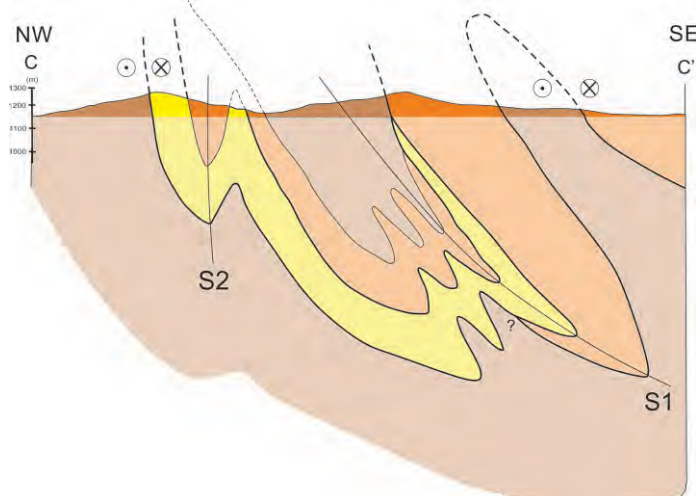
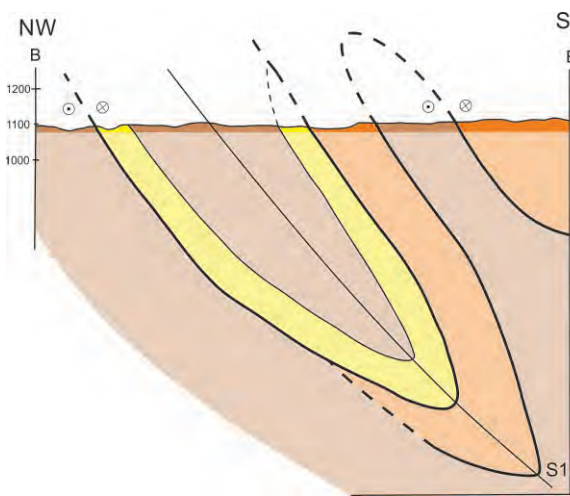
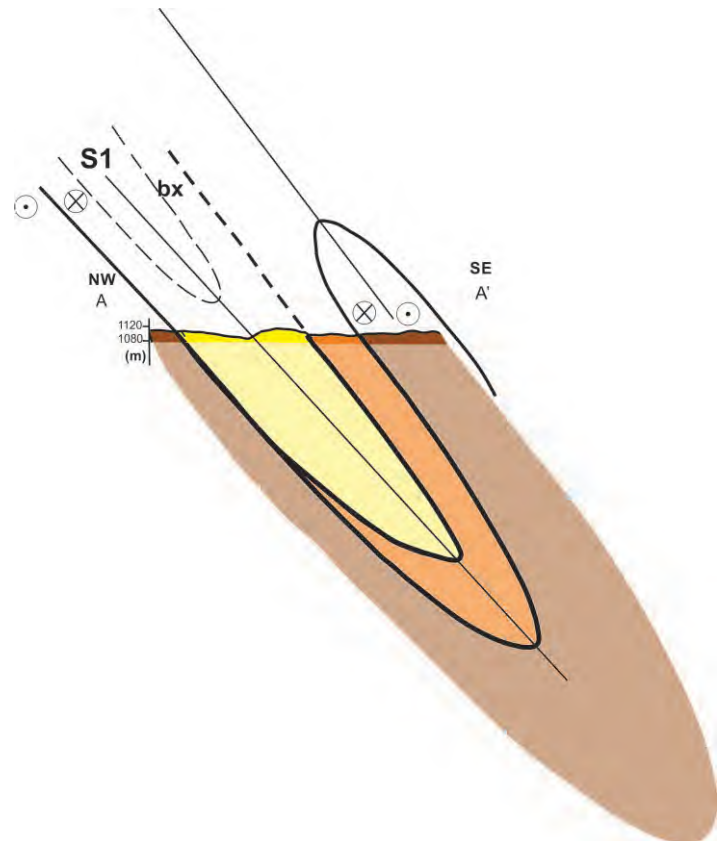
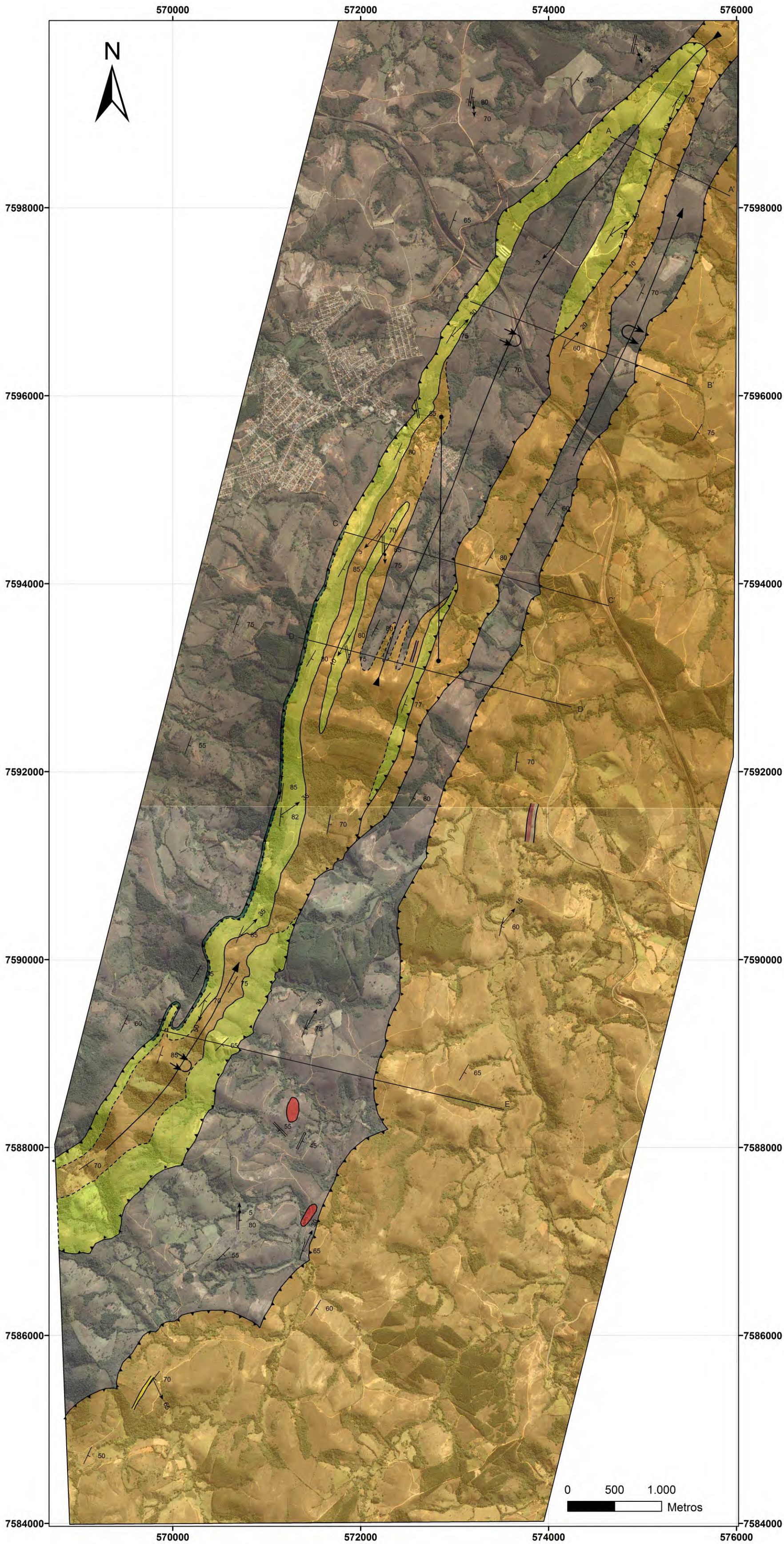


Mapa Geológico da área de Andrelândia sul de Minas Gerais

Klaus Kuster

Anexo II do trabalho de conclusão de curso
Geologia do Grupo Andrelândia em Andrelândia, sul de Minas Gerais
Orientador: André Ribeiro

Universidade Federal do Rio de Janeiro
CCMN - Instituto de Geociências
Departamento de Geologia



Legenda:



Diabásio

Neoproterozoico



Granada biotita muscovita granito



Unidade III: Biotita Xisto



Unidade II: Muscovita biotita xisto/gnaiss, quartzito e quartzito xisto, rocha calcissilicática, granada quartzito/gondito, anfibolitos e rochas metatramáficas



Quartzito e quartzito xisto



Rochas metatramáficas



Granada quartzito/gondito



Unidade I: Quartzito e quartzito xisto



Anfibolito

Símbolos

Contato litológico

Contato litológico inferido

Foliação principal

Plano axial S3

Traço da seção geológica

Falha de empurrão

Direção de caimento de lineação e eixo L2

Direção de caimento de eixo L3

Siniformal revirado com caimento do eixo

Antiformal revirado com caimento do eixo



Mapa de Pontos

Klaus Kuster

Anexo III do trabalho de conclusão de curso
Geologia do Grupo Andrelândia em Andrelândia, sul de Minas Gerais
Orientador: André Ribeiro
Universidade Federal do Rio de Janeiro
CCMN - Instituto de Geociências
Departamento de Geologia




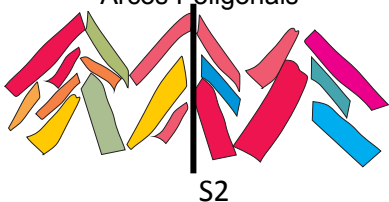
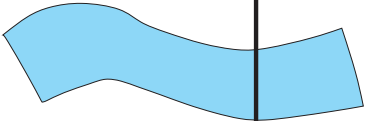





Legenda:

- Granada biotita muscovita granito
- Unidade III: Biotita Xisto
- Unidade II: Muscovita biotita xisto/gnaiss, quartzito e quartzito xisto, rocha calcissilicática, granada quartzito/gondito, anfibolitos e rochas metultramáficas
- Quartzito e quartzito xisto
- Rocha calcissilicática
- Unidade I: Quartzito e quartzito xisto
- Anfibolito
- Muscovita biotita gnaiss
- Granada quartzito/gondito
- Rochas metultramáficas

Símbolos:

- Diabásio
- Contato litológico
- Contato litológico inferido
- Falha de empurrão
- Amostra para geocronologia

Anexo 4.

	D1			>D1 <D2	D2			>D2 <D3	D3			>D3
	Cedo-D1	Sin-D1	Tardi-D1		Cedo-D2	Sin-D2	Tardi-D2		Cedo-D3	Sin-D3	Tardi-D3	
Muscovita + Biotita					<div>Recristalização Arcos Poligonais</div> 				<div>Arco poligonal dobrado e com extinção ondulante</div> 			
Clorita												
Granada												
Estaurolita												
Cianita												

Anexo 4. Tabela mostrando as etapas de crescimento de minerais metamórficos em relação às fases de deformação.